

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**BALANÇO GEOQUÍMICO DE MASSA ENTRE AS
FÁCIES DO GRANITO MADEIRA – PITINGA (AM)**

LUIZ ALBERTO VEDANA

ORIENTADOR – Prof. Dr. Artur Cezar Bastos Neto
CO-ORIENTADOR – Prof. Dr. Vitor Paulo Pereira

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Egydio Menegotto – Universidade Federal de Santa Maria

Prof. Dr. Evandro Fernandes de Lima – Universidade Federal do Rio Grande
do Sul

Prof. Dr. Luiz Henrique Ronchi – Universidade Federal de Pelotas

Dissertação de Mestrado apresentada
como requisito parcial para a
obtenção do Título de Mestre em
Geociências.

Porto Alegre – 2010

Agradecimentos

Agradeço a “primeira instância”, a UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL que sempre me propiciou condições e oportunidades inigualáveis incluindo o Programa de Pós-graduação em Geociências (PPGeo/UFRGS) pelo seu apoio professores e funcionários, em especial ao colorado Robertinho.

Agradeço ao CNPq pelo apoio financeiro através do Projeto CT-MINERAL (505625/2004-0) e pela bolsa de estudos.

Ao meu orientador e “Pitingudo Mor” Artur Cezar Bastos Neto por todo o suporte e inteligência compartilhada, ao meu co-orientador Vitor Paulo Pereira por todo o trabalho realizado e paciência de longas tardes, sentado ao meu lado, redigindo textos e ao Egydio Menegotto por todo o aprendizado, dedicação e acompanhamento até mesmo nos feriados. A essas três pessoas, o meu mais profundo agradecimento.

O meu muito obrigado também pra todos da UFRGS, do projeto ou não, que sempre me apoiaram, o Chinês, o Pierosan, o Lauro Nardi, o Sommer, a Amanda, a Tânia, o L.H. Ronchi e ao geólogo Marlon da Mineração TABOCA.

A minha família (incluindo os cunhados), que é tudo para mim e sempre me ajudou de todas as formas possíveis e impossíveis além de suportar minhas intempestividades. Eu amo muito todos vocês.

Aos meus amigos, que são muitos e não daria para citá-los, tantos os da UFRGS, quanto os do Júlio de Castilhos e outros. Mas meus especiais agradecimentos ao Rafa que é sempre meu anjo da guarda para todas as horas, ao Leandro grande amigo de aventuras, a Pri minha irmã de coração, e a Loren e ao Vargas sempre presentes.

A Mizinha, minha estrela brilhante que me conheceu estudante de graduação e me acompanhou nessa trajetória me ajudando a entender mais das questões materiais e espirituais.

E por fim, e sempre mais importante, a Deus, por tudo, mas principalmente pelo dom da vida.

“Sabedoria é saber o que fazer. Virtude é fazer”.
David Starr Jordan

Resumo

A mina Pitinga é a maior produtora de Sn do Brasil, possuindo um depósito de classe mundial com 164 milhões de toneladas de minério disseminado, com 0,17% de Sn; Nb e Ta são explorados como subprodutos. Criolita, Y, ETR, Zr, Rb, Th, Li e U são potenciais subprodutos do minério disseminado. Na parte central da jazida ocorre o depósito criolítico maciço (DCM) com 10 milhões de toneladas de minério (32% de Na_3AlF_6).

O granito Madeira é um corpo zonado constituído por quatro fácies: anfibólio-biotita sienogranito porfirítico (GR), que possui textura rapakivi; biotita-feldspato alcalino granito (BG); feldspato alcalino granito hipersolvus (GH) e albita granito. O albita granito é subdividido na subfácies de núcleo (AGN) e na subfácies de borda (AGB). Os trabalhos anteriores sobre a origem e evolução do granito e das mineralizações deixaram em aberto as seguintes questões: (i) as quatro fácies derivariam de um mesmo magma ou as fácies precoces (GR e BG) seriam oriundas de um magma diferente daquele que gerou as fácies mais tardias (AGB/AGN e GH); (ii) a origem do AGB deve-se ao autometassomatismo do AGN ou outros processos intervieram? (iii) é viável a hipótese de que o DCM ocupe espaços gerados pela corrosão de minerais primários do albita granito, como supõe o modelo genético hidrotermal?

Na tentativa de elucidar estas questões, foi realizado um balanço geoquímico de massa para quantificar as perdas e ganhos relativos entre os pares de fácies e subfácies analisados. Os resultados indicam que os maiores teores de Si, Na, F e Li das fácies tardias, assim como as diferenças de comportamento dos ETR, reforçam a idéia de que as fácies precoces (GR e BG) tiveram origem em um magma distinto daquele que formou as fácies posteriores (albita granito e GH). A homogeneidade química do AGB, em conjunto com a menor concentração de Na, F, H_2O , ETRL, assim como as concentrações de minerais de minério e subprodutos, sugerem uma ascensão e cristalização desta subfácies como sendo anterior ao AGN. Por isso as paragêneses primárias destas subfácies são diferentes.

A comparação do AGN com o DCM, utilizando o cálculo do balanço geoquímico de massa, possibilitou verificar uma expressiva diferença de volume indicando que, para a formação do depósito criolítico maciço, foi necessária a corrosão e consumo de AGN.

Palavras-chave: geoquímica; balanço de massa; granito Madeira; Pitinga

Abstract

Pitinga is the largest producer of Sn in Brazil having a world-class deposit, with 164 million tones of ore with 0.17% Sn, and contain Nb, Ta and cryolite ores. In the granite core have a massive cryolite deposit (MCD) (32% of Na_3AlF_6) with 10 million tons of ore. Other elements as Y, REE, Zr, Rb, Th, Li and U are exploitable as by-products.

The Madeira granite is constituted by four *fácies*: amphibole-biotite sienogranite; (GR.), that have rapakivi texture; biotite-alkali feldspar granite (BG); hypersolvus alkali feldspar porphyritic granite (GH), and albite granite. The albite granite is divided in two sub*fácies*: core (AGN) and border (AGB). The AGB was interpreted in previous papers as possible generated by autometasomatism of the core sub*fácies*.

Some models of the origin and evolution of Madeira granite and its mineralization have been proposed previously, and permit the following discussions: (i) all *fácies* of Madeira granite are derived from the same magma or the early *fácies* (GR and BG) are from one magma, and the later *fácies* (AGB / AGN and GH) from another; (ii) if the origin of the AGB is only due to the AGN autometasomatism or other process were involved (iii) the viability of the hydrothermal hipotesys for the MCD wich implies that deposit occupyes spaces generate by AGN corrosion.

In the attempt to elucidate some of these questions, a composition-volume relationship are made through to quantify the relative losses and gains between the analyzed pairs of *fácies* and sub*fácies*

The geochemistry mass balance results indicate that higher levels of Si, Na, Li F of the late *fácies*, as well as the differences in behavior of REE, reinforce the idea that the early *fácies* (GR and BG) comes from one magma different from that who originate the later *fácies* (albite granite and GH).

The chemical homogeneity of the AGB found in composition-volume relationship, in addiction with the lower concentration of Na, F, H_2O , REE, mineral ores and products, suggest an ascension and crystallization of AGB previous to AGN. As consequence AGB forms a different primary paragenesis. The comparison of AGN with DCM using a geochemistry mass balance permitted conclude that to form the DCM is necessary a volume variation of around 20 times. Than, it indicates that to form the massive criolitic deposits was required a corrosion and consumption of the AGN sub*fácies*.

Key-words: geochemistry; composition-volume relationships; Madeira granite, Pitinga,

Lista de Figuras

<i>Figura 1 - Localização do Distrito Mineiro de Pitinga.</i>	12
<i>Figura 2 - Principais unidades tectônicas da Plataforma Sul Americana.</i>	17
<i>Figura 3 - Contexto geotectônico proposto por Costa & Hasui (1997).</i>	18
<i>Figura 4 - Contexto geotectônico segundo Tassinari et al (2000).</i>	19
<i>Figura 5 - a) Contexto geotectônico proposto por Santos et al. (2000); b) Santos et al. (2006).</i>	20
<i>Figura 6 - Mapa geológico de Pitinga.</i>	22
<i>Figura 7 - Distribuição das fácies do granito Madeira e Água Boa.</i>	33
<i>Figura 8 - Mapa do albita granito.</i>	40
<i>Figura 9 - Perfil N-S do albita granito.</i>	43
<i>Figura 10 - Paragênese mineral na parte central da fácies albita granito de núcleo.</i>	46
<i>Figura 12 - Fotomicrografias. Albita granito de núcleo (AGB).</i>	47
<i>Figura 13 - a) Fotomicrografia de quartzo anédrico com textura poiquilítica em luz polarizada; b) Albita apresentando macla em chama (luz polarizada).</i>	57
<i>Figura 14 - Fotomicrografia de zircão metamórfico.</i>	58
<i>Figura 15 - Polilitionita a luz natural.</i>	59
<i>Figura 16 - Cassiterita a luz natural.</i>	60
<i>Figura 17 - Agregado de clorita a luz natural.</i>	60
<i>Figura 18 - Veio de fluorita cortando grão de zircão a luz natural.</i>	61
<i>Figura 19 - Leques de hematita a luz natural.</i>	62
<i>Figura 20 - a) Pirocloro; b) Columbita.</i>	62
<i>Figura 21 - Distribuição dos elementos do Grupo 1 normalizados pelo biotit- feldspato alcalino granito.</i>	66
<i>Figura 22 - Distribuição dos elementos do Grupo 2 normalizados pelo biotita-feldspato alcalino granito.</i>	67
<i>Figura 23 - Distribuição dos elementos do Grupo 3 normalizados pelo biotita- feldspato alcalino granito.</i>	68
<i>Figura 24 - Isócona melhor ajustada para o par BG - AGB.</i>	70
<i>Figura 25 - Isócona melhor ajustada para o par BG - AGN.</i>	70
<i>Figura 26 - Isócona melhor ajustada para o par AGB - AGN.</i>	70
<i>Figura 27 - Mapa do albita granito com os pontos amostrados em destaque.</i>	77
<i>Figura 28 - Método da Isócona de Grant (1986) para o par AGN - DCM.</i>	78
<i>Figura 29 - Balanço de massa pelo método de Gresens (1967) entre o AGN e o DCM com $FV=1$.</i>	79
<i>Figura 30 - Balanço de massa pelo método de Gresens (1967) entre o AGN e o DCM com $FV=19$.</i>	79

Lista de Tabelas

<i>Tabela 1</i> - <i>Análise modal do AGB.</i> _____	63
<i>Tabela 2</i> – <i>Médias das diferentes fácies analisadas.</i> _____	65
<i>Tabela 3</i> – <i>Resultados do balanço de massa pelo método de Gresens (1967).</i> _____	71
<i>Tabela 4</i> – <i>Balanço de massa entre diferentes médias (grupos A e B) da mesma subfácies.</i> _____	76

SUMÁRIO

Resumo	4
Abstract	6
Lista de Figuras	7
Lista de Tabelas	8
Organização da dissertação	11
1 INTRODUÇÃO	12
1.1 Localização da área de estudo	12
1.2 Breve histórico da mina Pitinga e das pesquisas da UFRGS	12
1.3 O Foco do Estudo, Justificativa e Objetivos	13
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	16
2.1 Contexto Geotectônico	16
2.2 Geologia da Área	21
2.2.1 <i>Complexo Guianense</i>	23
2.2.2 <i>Suíte Intrusiva Água Branca</i>	24
2.2.3 <i>Supergrupo Uatumã</i>	25
2.2.4 <i>Grupo Iricoumé</i>	27
2.2.5 <i>Suíte Intrusiva Mapuera</i>	28
2.2.6 <i>Formação Urupi</i>	29
2.2.7 <i>Suíte Madeira</i>	31
2.2.8 <i>Formação Quarenta Ilhas</i>	33
2.2.9 <i>Formação Seringa</i>	34
2.2.10 <i>Eventos Supergênicos Posteriores</i>	35
2.2.11 <i>Depósitos Alúvio-Coluvionares (Pleistocênicos e Holocênicos)</i>	36
2.3 Granito Madeira	37
2.3.1 <i>Anfibólio Biotita Sienogranito (GR)</i>	37
2.3.2 <i>Biotita Feldspato Alcalino Granito (BG)</i>	38
2.3.3 <i>Feldspato Alcalino Granito Hipersolvus (GH)</i>	38
2.3.4 <i>Albita Granito (AG)</i>	39
2.3.5 <i>Mineralizações</i>	42
3 METODOLOGIA	50
3.1 Levantamento bibliográfico	50
3.2 Etapa de campo	50
3.3 Petrografia	50
3.4 Difractometria de raios X	51
3.5 Microscopia Eletrônica de Varredura	51
3.6 Litoquímica	51
3.7 Balanço de Massa	52
3.8 Softwares	54
4 RESULTADOS ANALÍTICOS E DISCUSSÕES	56
4.1 Petrografia	56
4.1.1 <i>Quartzo (SiO₂)</i>	56

4.1.2 Albita ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$)	57
4.1.3 Feldspato Potássico (KAlSi_3O_8)	57
4.1.4 Zircão ($\text{ZrSiO}_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$)	58
4.1.5 Polilitionita ($\text{KLi}_2\text{AlSi}_4\text{O}_{10}(\text{F},\text{OH})_2$)	58
4.1.6 Biotita ($\text{K}(\text{Mg},\text{Fe}^{+2})_3[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH},\text{F})]_2$)	59
4.1.7 Cassiterita (SnO_2)	59
4.1.8 Clorita ($(\text{Mg},\text{Al},\text{Fe})_{12}[(\text{Si},\text{Al})_8\text{O}_{20}](\text{OH}_{16})$)	60
4.1.9 Fluorita (CaF_2)	61
4.1.10 Minerais Opacos	61
4.1.11 Pirocloro e columbita	62
4.2 Análise Modal	63
4.3 Litoquímica	63
4.4 Balanço de Massa	69
4.4.1 Primeira etapa	69
4.4.2 Segunda etapa	74
4.4.3 Terceira etapa	77
4.5 Implicações dos resultados obtidos nos modelos propostos anteriormente para a evolução do granito Madeira e mineralização associada	80
4.5.1 As relações entre o albita granito e as fácies mais precoces	81
4.5.2 Relações entre AGN e AGB	81
4.5.3 Aperfeiçoamento do modelo genético do DCM	83
5 CONCLUSÕES	84
6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	86

Organização da dissertação

O estudo realizado consiste na conclusão do curso de mestrado junto ao Programa de Pós-Graduação em Geociências do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. A apresentação segue o modelo clássico composto por introdução, desenvolvimento e conclusões.

No CAPÍTULO 1 é feita a introdução do trabalho, constando a localização da área de estudo e um breve histórico da mina Pitinga e das pesquisas realizadas na UFRGS. Também apresenta o foco do estudo, justificativa e objetivos do tema. O CAPÍTULO 2 aborda a revisão bibliográfica incluindo o contexto geotectônico e geologia da área. Adicionalmente é feita a revisão sobre o albite granito e o depósito criolítico maciço e suas mineralizações associadas. As metodologias e materiais empregados no estudo estão descritas no CAPÍTULO 3. No CAPÍTULO 4 são apresentados os resultados analíticos e algumas discussões. O CAPÍTULO 5 traz as conclusões pertinentes aos resultados obtidos durante o trabalho. E, por fim, no CAPÍTULO 6, são listadas as referências bibliográficas utilizadas para a construção da dissertação.

1 INTRODUÇÃO

1.1 Localização da área de estudo

O distrito mineiro de Pitinga está localizado no município de Presidente Figueiredo a aproximadamente 325km ao norte de Manaus, estado do Amazonas (FIG. 1). O acesso é feito através da rodovia que liga Manaus a Boa Vista (BR-174) até o km 259. A partir deste ponto, segue-se para leste por uma estrada não pavimentada, por cerca de 60km, atravessando a reserva indígena Wamiri-Atroari, onde o tráfego só é permitido das 6:00h às 18:00h.

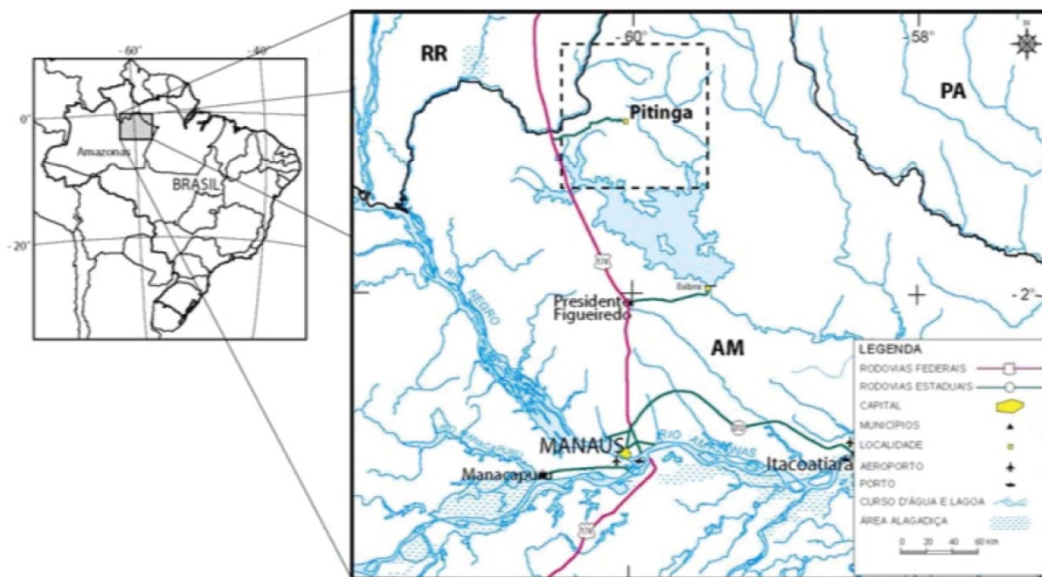


Figura 1 - Localização do Distrito Mineiro de Pitinga.

1.2 Breve histórico da mina Pitinga e das pesquisas da UFRGS

A mina Pitinga é a maior produtora de Sn (cassiterita) do Brasil. A mineração iniciou nos depósitos aluviais descobertos no final da década de 1970 (VEIGA JR. *et al.*, 1979). Em 1983, foi encontrado o depósito primário, associado à fácies albíta granito do granito Madeira. Trata-se de um depósito de classe mundial, com 164 milhões de toneladas de

minério com 0,17% de Sn. Além do estanho, o albita granito contém Nb, Ta e criolita como principais minérios. Os elementos Y, ETR, Zr, Rb, Th, Li e U também são passíveis de exploração como subprodutos. Todas estas mineralizações ocorrem disseminadas. Além disto, a criolita também forma um depósito criolítico maciço (DCM), localizado na porção central do albita granito, com 10 milhões de toneladas de minério, com 32% de Na_3AlF_6 .

O minério primário intemperizado foi explorado no início dos anos 90. Em fins desta década, foi iniciado o projeto rocha sã. Dentro de 2 anos, a lavra a céu aberto deverá atingir o topo do DCM.

Este estudo enquadra-se numa pesquisa mais ampla, iniciada no ano 2000 pela equipe da UFRGS, que tem como objetivo final o estabelecimento dos modelos genético e prospectivo do distrito mineiro de Pitinga. As primeiras investigações da equipe foram apoiadas pelo projeto “Caracterização de Depósitos Mineraiis em Distritos Mineiros da Amazônia”. Este projeto foi originalmente idealizado e liderado pela Agência para o Desenvolvimento Tecnológico da Indústria Mineral Brasileira ADIMB e pelo Departamento nacional da produção Mineral DNPM no ano de 2000. A estratégia destas agências foi reunir esforços para a identificação de novos alvos de prospecção a partir da associação governo/empresa/universidade. Essa iniciativa permitiu definir novas áreas na região amazônica para prospecção e exploração mineral, destacando-se neste cenário o Subprojeto “Criolita Pitinga/AM”, coordenado pelo Prof. Dr. Artur Cezar Bastos Neto com a colaboração de pesquisadores da UFRGS, UNISINOS e CPRM. Posteriormente, este mesmo grupo executou o projeto “Modelos Genéticos e Prospectivos do Distrito Mineiro de Pitinga, Amazonas”, que obteve apoio do CNPq – CT/Mineral. Os dados obtidos por esse projeto propiciaram a elaboração desta dissertação, além outras dissertações, teses e trabalhos de conclusão de curso.

1.3 O Foco do Estudo, Justificativa e Objetivos

O granito Madeira é um corpo zonado constituído por 4 fácies. A fácies mais precoce tem caráter metaluminoso, é classificada como anfibólio-biotita sienogranito porfirítico, com textura rapakivi. Esta fácies é cortada por um biotita-feldspato alcalino granito equigranular de granulação média, de caráter peraluminoso. Esta, por sua vez é intrudida pelo albita granito que foi subdividido em subfácies de núcleo (AGN), magmática,

de caráter peralcalino e portadora de criolita, e uma subfácies de borda (AGB), peraluminosa, portadora de fluorita, interpretada como gerada por autometassomatismo da sub-fácies de núcleo. A quarta fácies é representada por um feldspato alcalino granito hipersolvus. Dados de campo indicam que os magmas do albita granito e do granito hipersolvus interagiram, de modo que a idade de $1.818 \pm 2\text{Ma}$ obtida nesta última é considerada a idade do albita granito e, conseqüentemente, da mineralização (COSTI, 2000).

Conforme veremos em maior detalhe na revisão bibliográfica a seguir, a formulação de um modelo evolutivo capaz de compatibilizar os diferentes tipos petrológicos que formam o granito Madeira e também de explicar a existência de uma mineralização associada tão complexa encontra pela frente 3 questões principais. A primeira refere-se à passagem do biotita granito para o albita granito. Costi (2000), no estudo petrológico mais detalhado já efetuado em Pitinga, propõe duas hipóteses. De acordo com a primeira hipótese, a extrema riqueza de F teria ocasionado uma inversão no *trend* de cristalização, passando de peraluminoso com sílica crescente (biotita granito) para peralcalino com sílica decrescente (albita granito). Conforme a segunda hipótese, que é corroborada por Lenharo (1998), biotita granito e albita granito teriam sido gerados a partir de 2 magmas distintos.

A segunda questão refere-se à origem do AGB. Em qualquer um dos dois modelos de Costi (*op. cit.*) esta rocha é interpretada como resultado de autometassomatismo do AGN. Entretanto, segundo Bastos Neto *et al.* (2005), processos hidrotermais relacionados a fluidos residuais migrando do centro para a borda do corpo de albita granito foram responsáveis por grande parte dos processos que teriam transformado o AGN em AGB.

A terceira questão relaciona-se à distribuição do F no biotita granito e nas duas subfácies do albita granito e, conseqüentemente, à própria origem do DCM. Com base em dados de Lenharo (1998), o biotita granito (teor de F da ordem de 4000 ppm) é bem mais rico em F do que o AGB (teor de F da ordem de 2000 ppm). Já o AGN apresenta uma concentração média de F de 6,2%. Tal distribuição de concentrações de F é incompatível com qualquer um dos modelos petrológicos propostos para o granito Madeira, assim como com os modelos metalogénéticos advindos das evoluções petrológicas propostas. Pois, por um lado, considerando a hipótese de inversão do *trend* de cristalização, a concentração de F deveria aumentar do biotita granito para o AGB. Por outro lado, se o AGB já foi, segundo o modelo de autometassomatismo, uma rocha como o AGN, por que suas concentrações de F seriam tão baixas? Em outras palavras, como um magma com uma concentração inicial da ordem de 4000 ppm poderia evoluir *in situ* para uma concentração de 6% de F e culminar com a formação de um depósito de criolita maciça que, segundo os modelos de Lenharo (1998) e de

Costi (2000), é magmático. Neste sentido, há que se investigar a hipótese de Bastos Neto *et al.* (2005) de uma origem hidrotermal para o DCM.

Em síntese, o AGB ocupa uma posição chave para o entendimento da evolução do granito Madeira e mineralização associada. A presente dissertação tem como enfoque o AGB. Seu objetivo geral é contribuir para o aperfeiçoamento do modelo evolutivo do granito Madeira e mineralização associada, através de um estudo centralizado no AGB, utilizando uma técnica ainda não empregada em Pitinga, o balanço de massa. Para atingir este objetivo geral, é necessário alcançar os seguintes objetivos específicos: (1) Caracterizar as diferenças e as similaridades (em termos de balanço de massa) entre o AGB e a rocha que o antecedeu (biotita granito), discutindo as implicações dos resultados sobre modelos petrológicos propostos para o granito Madeira. (2) Caracterizar as diferenças e as similaridades entre o AGB e o AGN, discutindo os resultados em relação ao modelo de formação do AGB por autometassomatismo do AGN. (3) Caracterizar as diferenças e as similaridades entre albita granito e DCM, discutindo os resultados com relação aos modelos metalogenéticos magmático ou hidrotermal propostos para o DCM.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Contexto Geotectônico

O Cráton Amazônico (FIG. 2), situado no extremo norte da Plataforma Sul-Americana, representa a maior área cratônica da América do Sul, sendo uma das maiores do mundo. Esse cráton está limitado a oeste pelo Cinturão Fanerozóico Andino e pelos cinturões neoproterozóicos Araguaia (ao sul) e Tocantins (ao leste). É constituído por dois escudos pré-cambrianos, Escudo das Guianas ao norte e Escudo Guaporé ao sul, que são geograficamente separados pelas bacias paleozóicas do Amazonas e Solimões (TASSINARI e MACAMBIRA, 1999 e TASSINARI *et al.*, 2000).

A evolução tectônica do Cráton Amazônico é correlacionada aos Crátons São Francisco e Rio de la Plata, e é discutida por alguns autores que dividem o cráton em províncias tectono-geocronológicas englobando eventos ocorridos entre 3,10 a 0,99Ga.

Dentre os modelos geotectônicos propostos para o Cráton Amazônico, três deles serão resumidamente apresentados neste trabalho. O primeiro foi elaborado por Costa & Hasui (1997), o segundo, inicialmente idealizado por Tassinari e Macambira (1999) e depois atualizado (TASSINARI *et al.*, 2000, TASSINARI & MACAMBIRA, 2004), e um terceiro originalmente proposto por Santos *et al.* (2000) e atualizado pelos mesmos autores em 2006.

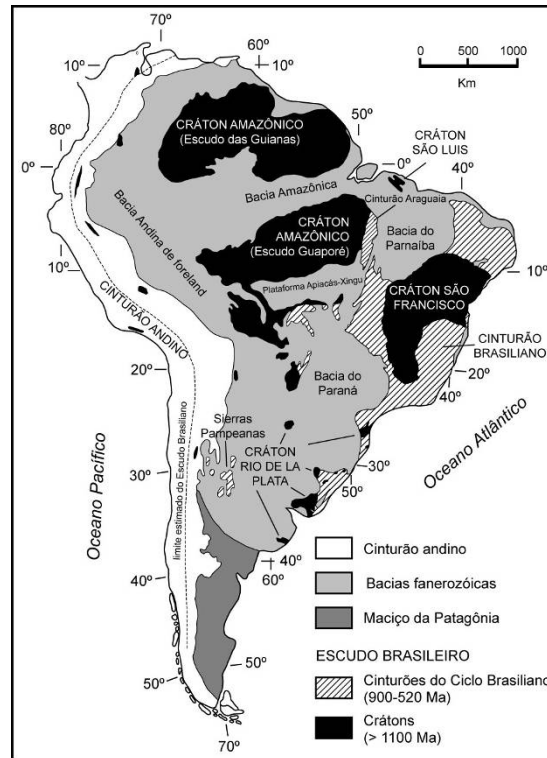


Figura 2 - Principais unidades tectônicas da Plataforma Sul Americana. Fonte: Hartmann & Delgado (2001).

O modelo proposto por Costa e Hasui (1997) foi inicialmente elaborado por Hasui *et al.* (1984) e discutido por Hasui (1990), Costa & Hasui (1991) e Hasui *et al.* (1993a). Estes trabalhos fundamentam-se em dados geofísicos (gravimetria e magnetometria), geológicos, geoestruturais e geocronológicos, a partir de acervos de informações adquiridos por programas de mapeamento regional (RADAMBRASIL, CPRM, PETROBRAS, CVRD e UFPA).

Segundo Costa e Hasui (1997), o Crátão Amazônico é dividido em 12 paleoplacas arqueano-paleoproterozóicas (FIG. 3) constituídas por complexos gnáissicos, granitóides e *greenstone belts*, circundadas por cinturões móveis submetidos a reativações cíclicas até o Fanerozóico, onde são considerados unicamente processos colisionais do tipo continente-continente durante a sua evolução.

Estes autores ainda reconhecem três etapas evolutivas sucintamente mencionadas abaixo:

Primeira etapa: processo de agregação de massas continentais representadas por terrenos granito-*greenstone* de alto grau, e faixas supracrustais no fim do Proterozóico Inferior.

Segunda etapa: regime distensivo no Proterozóico Médio, Paleozóico e Mesozóico/Paleógeno, que fragmentou a grande massa continental com geração de falhas que controlaram a estrutura e evolução das bacias e do magmatismo associado.

Terceira etapa: iniciado no Mioceno com geração de várias estruturas que afetaram as rochas pré-cambrianas, mesozóicas e cenozóicas, sendo marcante o alçamento de grandes áreas e abatimento de outras.

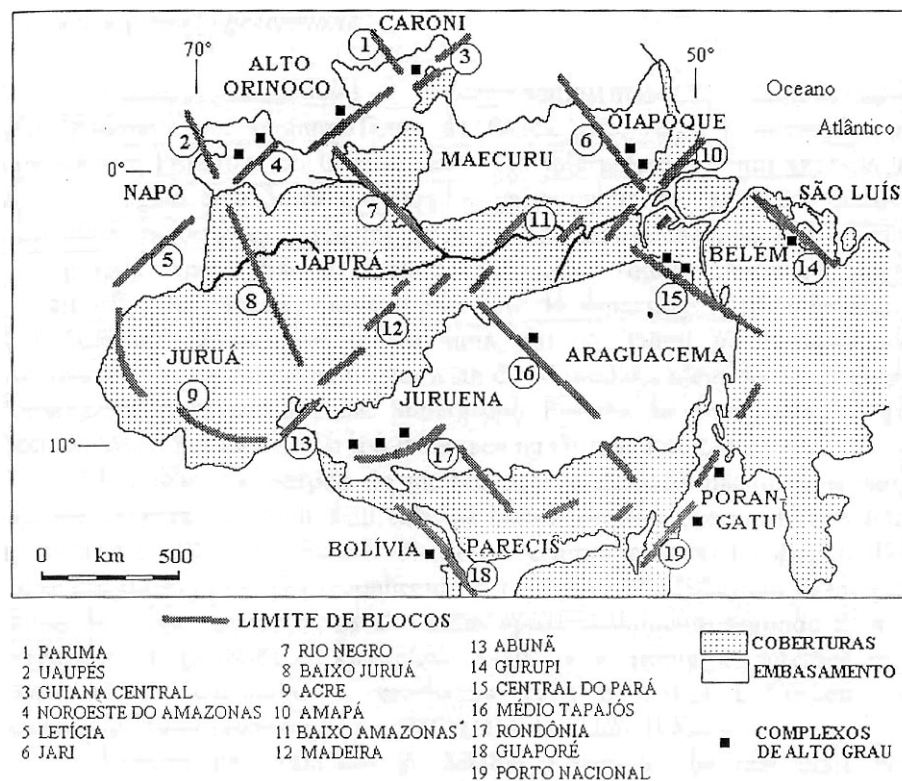


Figura 3 - Contexto geotectônico proposto por Costa & Hasui (1997).

O modelo de Tassinari & Macambira (1999) e Tassinari *et al.* (2000) segue os princípios que Stockweel (1968) (*apud* TASSINARI & MACAMBIRA, 1999) utilizou para definir as províncias geocronológicas e estruturais do Escudo Canadense. Esses princípios definem uma província como zonas contidas em áreas cratônicas, onde há predominância de um padrão geocronológico característico, com idades isotópicas obtidas através de diferentes metodologias (Sr, Pb e Nd) em rochas ígneas e ortogneisses.

Tassinari & Macambira (1999) e Tassinari *et al.* (2000) dividem o Cráton Amazônico em 6 províncias principais (FIG. 4): Província Amazônica Central > 2,5Ga; Província Maroni – Itacaiúnas 2,2 – 1,95Ga; Província Ventuari – Tapajós 1,95 – 1,8Ga; Província Rio Negro – Juruena 1,8 – 1,55Ga; Província Rondônia – San-Ignácio 1,55 – 1,3Ga

e Província Sunsás 1,3 – 1,0Ga. Neste modelo, a região de Pitinga insere-se na Província Ventuari-Tapajós (1,95 - 1,80Ga).

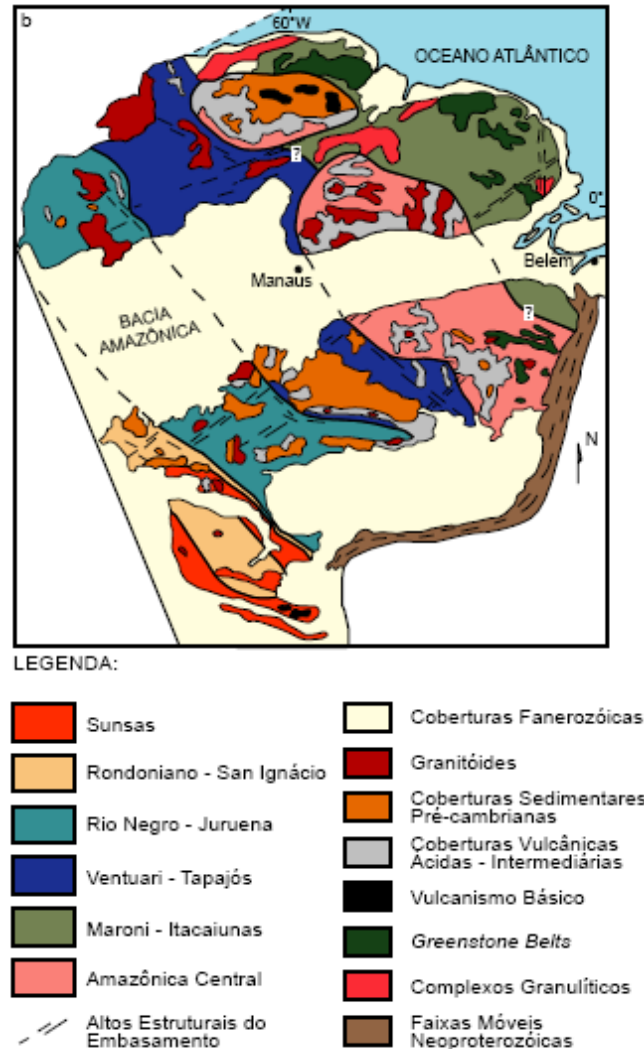


Figura 4 - Contexto geotectônico segundo Tassinari *et al.* (2000).

Um terceiro modelo foi proposto por Santos *et al.* (2000), que utilizaram além de informações geocronológicas envolvendo metodologias Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb convencional e U-Pb SHRIMP, informações geológicas adquiridas em mapeamentos regionais executados pela CPRM desde a década de 70 na Amazônia. Estes autores subdividem o Cráton Amazônico em 7 províncias geológicas (FIG. 5A) que seguem: Província Carajás 3,1 – 2,53Ga; Província Transamazônica 2,25 – 2,00Ga; Província Tapajós – Parima 2,10 – 1,87Ga; Província Amazonas Central 1,88 – 1,70Ga; Província Rio Negro 1,86 – 1,52Ga; Província Rondônia – Juruena 1,76 – 1,47Ga; Província Sunsás – 1,33 – 0,99Ga. Nesse modelo a área de estudo localiza-se na Província Tapajós-Parima (2,10 – 1,87Ga). Mais

recentemente, Santos *et al.* (2006) redefiniram os limites inicialmente sugeridos com base em novos dados. Esta nova subdivisão é ilustrada na Figura 5B.

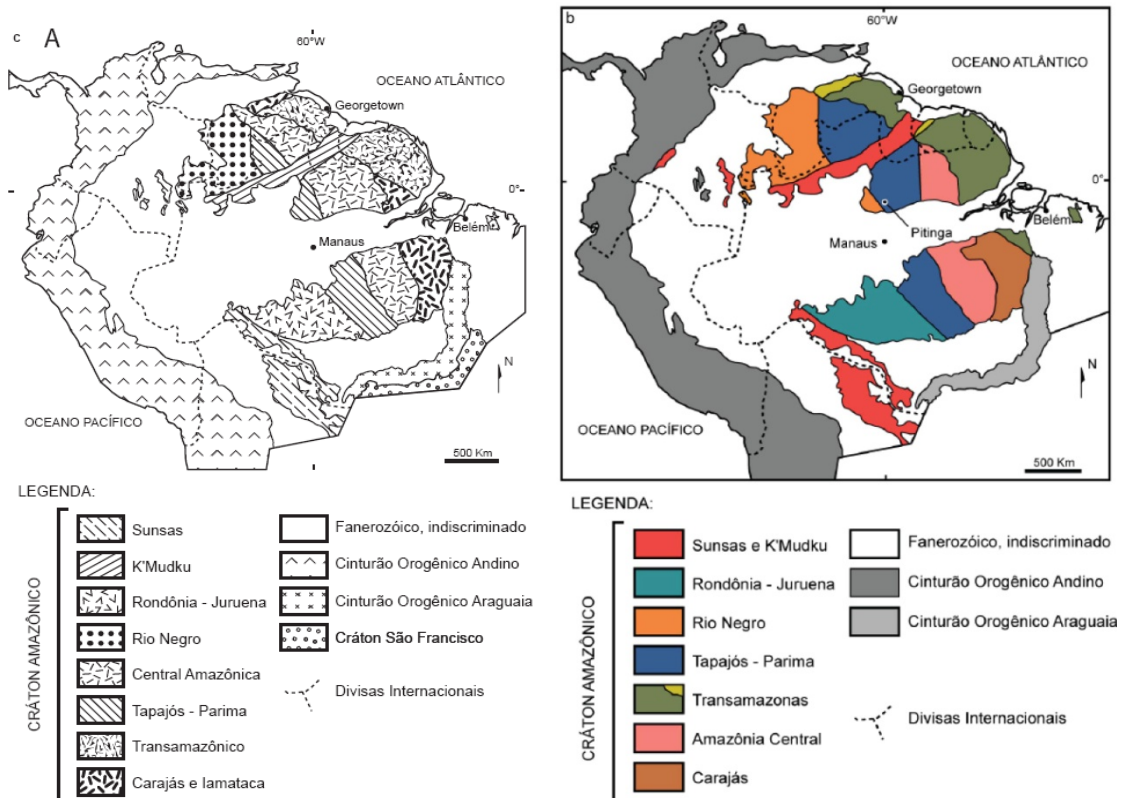


Figura 5 - a) Contexto geotectônico proposto por Santos *et al.* (2000); b) Santos *et al.* (2006).

As diversas idades, interpretações e delimitações propostas pelos diferentes autores não comprometem o entendimento geral da sequência evolutiva dos eventos que foram sumarizados por Pierosan (2009):

- núcleos arqueanos localmente retrabalhados durante o Paleoproterozóico;
- orogênese paleoproterozóica (~2,2 a 1,8Ga) com significativa adição de material mantélico associado a retrabalhamento de crosta ensiálica;
- magmatismo pós-tectônico intraplaca (~1,88Ga), sucedido por sedimentação intracratônica e magmatismo anorogênico (entre ~1,88 e ~1,76Ga);
- sucessivas acreções continentais e consequente formação de cinturões móveis entre ~1,9 e ~1,4Ga;
- orogênese mesoproterozóica (~1,4 a ~1,0Ga), predominantemente ensiálica;
- magmatismo pós-orogênico (~1,1Ga) e anorogênico (~0,99Ga).

2.2 Geologia da Área

Os primeiros trabalhos de mapeamento geológico abrangendo a região de Pitinga foram realizados na década de 70 pelo Projeto RADAMBRASIL, na Folha AS.20 – Manaus (LOURENÇO *et al.*, 1978) e Folha AS.21 – Santarém (ARAÚJO *et al.*, 1976), em escala 1:1.000.000. Outros dois grandes projetos foram produzidos na escala 1:100.000 durante a década de 70 pelo convênio DNPM-CPRM: Projeto Sulfetos do Uatumã, onde foram trabalhadas as Folhas SA.21-V-A-IV, V e VI e SA.21-V-C-I e II (VEIGA JR. *et al.*, 1979), abrangendo parcialmente a região leste de Pitinga, e Projeto Estanho do Abonari, incluindo as Folhas SA.20-X-D-III e IV (ARAÚJO NETO & MOREIRA, 1976). Na década de 80, foram realizados mapeamentos em escala 1:250.000 pela CPRM: Projeto Uatumã-Jatapu (COSTI *et al.*, 1984) e Projeto Trombetas-Mapuera (JORGE JOÃO *et al.*, 1984). Os projetos regionais mais recentes, em escala 1:500.000, realizados pela CPRM, localizam-se no estado de Roraima e são denominados: Projeto Roraima Central (FRAGA *et al.*, 1999) e Projeto Caracarai (FARIA *et al.*, 2000).

A descrição das unidades estratigráficas a seguir está organizada segundo a ordem cronoestratigráfica e é baseada nos dados produzidos por Ferron (2006) e Pierosan (2009), sendo ilustrada no mapa geológico da Figura 6.

2.2.1 Complexo Guianense

O Complexo Guianense (ISSLER *et al.*, 1974) compreende as rochas submetidas ao metamorfismo mesozonal a catazonal, incluindo as fácies anfíbolito e piroxênio-granulito. Os representantes mais comuns são gnaisses, anfíbolitos, granulitos, migmatitos além de granitos, granodioritos, gabros e dioritos originados em episódio plutônico tardiorogênico.

Lourenço *et al.* (1978) e Araújo Neto & Moreira (1976) relacionaram ao Complexo Guianense as rochas metamórficas gnaissóides e granitóides de anatexia e ainda individualizaram outra unidade paleoproterozóica, denominada Grupo Uatumã, aonde incluem rochas vulcânicas e graníticas contemporâneas.

Araújo Neto & Moreira (1976) reconheceram na área ao sul da Província Pitinga os seguintes litotipos: anfíbolitos, charnoquitos, granitóides, gnaisses, migmatitos e dioritos, os quais foram enquadrados no Grupo Anauá de Ramgrab e Damião (1970) e que caracterizam esta unidade como a mais antiga da região (+ de 2,8Ga).

O Grupo Anauá ou Suíte Metamórfica Anauá, conforme Schobbenhaus *et al.* (1984), representa uma unidade diferenciada do Complexo Guianense, onde granitóides foram distinguidos das faixas metamórficas. Esses granitóides, na região ao norte de Manaus, foram denominados de granodiorito Água Branca por Araújo Neto & Moreira (1976).

A denominação Complexo Metamórfico Anauá é utilizada por Faria *et al.* (2000) para reunir rochas metamórficas de baixo a alto grau e ígneas ácidas a ultrabásicas subordinadas, aflorantes na região sul-sudeste do estado de Roraima. Esses litotipos são intrudidos por granitóides da Suíte Intrusiva Água Branca e pelo granito Igarapé Azul, e estão cobertas por rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé e sedimentares da Formação Urupi. Segundo estes mesmo autores, o metamorfismo que gerou estas rochas está relacionado com o desenvolvimento do Ciclo Orogênico Transamazônico, entre 2,2 e 2,0Ga.

Almeida *et al.* (2002) e Almeida & Macambira (2003) reconheceram na região sul do estado de Roraima dois terrenos graníticos, um ao norte e outro ao sul aos quais denominaram respectivamente Terreno Martins Pereira-Anauá (2,02 – 1,96Ga) e Terreno Igarapé Azul-Água Branca (1,90 – 1,88Ga).

Faria & Luzardo (2000) separaram do Complexo Anauá um conjunto de litologias compostas por ortognaisses, migmatitos, metagranitos e granitos, além de anfibolito e charnoquitos, agrupando estas no Complexo Jauaperi.

Dall'Agnol *et al.* (2003) reconhecem que as rochas do Complexo Guianense, por serem intrudidas por rochas graníticas e estarem recobertas por rochas vulcânicas do Supergrupo Uatumã, possuem idades provavelmente mais antigas ou próximas a 2.000Ma. Esses autores afirmam que definições quanto à gênese, significado tectônico e idade de formação dessas rochas são pouco conclusivas.

2.2.2 Suíte Intrusiva Água Branca

A Suíte Intrusiva Água Branca é a unidade seguinte na coluna estratigráfica e foi definida como granodiorito Água Boa por Araújo Neto & Moreira (1976). Esta unidade é representada por rochas predominantemente granodioríticas que afloram ao longo do igarapé Água Branca, afluente do rio Uatumã, e ocorrem em áreas topograficamente arrasadas, nas proximidades da BR-174.

Veiga Jr. *et al.* (1979) denominaram adamelito Água Branca os granitos com composição predominantemente monzogranítica, que possuem efeitos cisalhantes superimpostos e que, segundo estes autores, são as rochas mais antigas da região. Eles atribuíram para essas rochas uma origem a partir de processos anatéticos do ciclo Orogênico Transamazônico e as enquadraram no Proterozóico Inferior (2,60 a 1,90Ga).

Oliveira *et al.* (1996), com base nos dados obtidos durante o Projeto Caracarái (Programas de Levantamentos Geológicos Básicos – CPRM), indicaram uma ampla variação composicional nessa unidade, o que permitiu a agrupar granitóides peraluminosos e cálcico-alcalinos metaluminosos do sudeste de Roraima sob a denominação de Suíte Intrusiva Água Branca.

Faria *et al.* (2000) denominaram granito Igarapé Azul os termos mais peraluminosos aflorantes no sudeste do estado de Roraima, considerando a Suíte Intrusiva Água Branca como uma série expandida de granitóides do tipo I Cordilherano (segundo critérios de PITCHER, 1983), de natureza metaluminosa, levemente peraluminosa e caráter cálcico-alcalina. Com base no comportamento químico, caracterizaram as rochas dessa unidade como granitóides gerados a partir de fusão parcial do manto e/ou material crustal,

com assinatura de subducção. Os autores destacam a continuidade física dessa unidade (SE de Roraima, NE do Amazonas e NW do Pará) e a correlacionam com a Suíte Intrusiva Pedra Pintada (NE de Roraima) e com o Granito *South Savanna* na Guiana. Determinações geocronológicas Rb/Sr indicam para estas rochas as idades de 1.951Ma (SANTOS & REIS NETO, 1982) e 1.910Ma (JORGE JOÃO *et al.*, 1985). Almeida *et al.* (1997) obtiveram, pelo método Pb-Pb em zircão, idades entre 1.960Ma e 1.938Ma, e interpretaram como sendo as idades mínimas de cristalização.

Araújo Neto & Moreira (1976), Veiga Jr. *et al.* (1979) e Santos (1984) observam que os granitóides da Suíte Intrusiva Água Branca são cortados por rochas vulcânicas ácidas a intermediárias relacionadas ao Grupo Iricoumé (Supergrupo Uatumã).

Valério *et al.* (2006b, 2009) caracterizam a unidade na região do município de Presidente Figueiredo como pertencente a uma série cálcico-alcalina alto-K, posicionada a aproximadamente 1,89Ga, em ambiente de arco vulcânico.

Costi *et al.* (1984) relacionam a origem dessa unidade com uma fonte mantélica e posicionamento vinculado aos estágios finais do Ciclo Transamazônico.

2.2.3 Supergrupo Uatumã

A primeira referência às rochas relacionadas ao Supergrupo Uatumã deve-se a Derby (1877), *in* Araújo *et al.* (1976), ao descrever afloramentos no rio Trombetas descrevendo-as como rochas da área do rio Tapajós. A denominação Série Uatumã deve-se a Oliveira & Leonardos (1940) e o termo Grupo Uatumã a Barbosa (1966), que utilizou pela primeira vez este termo para definir um conjunto de rochas vulcânicas de composição andesítica, riodacítica e riolítica, com tufos, ignimbritos e arcóseos intercalados ocorrentes na região do médio rio Tapajós.

Araújo Neto & Moreira (1976) relacionaram ao Grupo Uatumã às rochas vulcânicas ácidas e intermediárias (riolitos, riodacitos e dacitos), subvulcânicas (adamelitos e tonalitos), piroclásticas (tufos e brechas) e rochas intrusivas ácidas (granitos tipo alaskito) presentes na região do alto rio Uatumã.

O Supergrupo Uatumã, no setor norte do Cráton Amazônico, foi estudado originalmente por Oliveira *et al.* (1975) e definido como Supergrupo por Melo *et al.* (1978). Segundo esses autores, esta unidade é constituída por uma fase vulcânica, sucedida por uma

fase plutônica. A fase vulcânica recebeu regionalmente os nomes de Grupo Surumu e Grupo Iricoumé e a fase plutônica, respectivamente, Suíte Intrusiva Saracura e Suíte Intrusiva Mapuera.

Reis & Fraga (1996) verificam que o vulcanismo Surumu possui uma assinatura geoquímica comparável àquelas de magmatismos cálcico-alcálicos, com uma provável evolução vinculada aos estágios finais do evento Transamazônico. As rochas vulcânicas do Grupo Sumuru foram datadas por Schobbenhaus *et al.* (1994), que obtiveram a idade U-Pb de 1.966Ma, por Santos *et al.* (2000) obtendo idades U-Pb SHRIMP de 1.977Ma e 1.984Ma, e também por Costa *et al.* (2001), que obtiveram a idade de 2.006Ma.

Dall'Agnol *et al.* (1994) sugerem que o magma é de origem crustal e que os litotipos são de epizona com distribuição continental, devido às características das rochas vulcânicas Uatumã serem semelhantes às de granitos do tipo-A, tais como altos conteúdos de F, Nb e Y, e diagramas ETR com padrão *bird-wing*.

Santos *et al.* (2000) propõem a restrição do Grupo Uatumã à Província Amazônia Central. Incluem no grupo a Formação Iriri, o Grupo Iricoumé e parte do Grupo Surumu. Estes autores sugerem que o magmatismo Uatumã é produto de um processo anorogênico ocorrido entre 1.880 - 1.870Ma, envolvendo fusão parcial de fonte crustal arqueana.

Lamarão *et al.* (2002) relatam a ocorrência de dois períodos de intensa atividade ígnea na Província Aurífera do Tapajós, responsáveis por processos acrescionários de formação do supercontinente Atlântica (2,00Ga), seguido por um evento tafrogênico intracontinental (1,88Ga), que durou até o Mesoproterozóico. Esses eventos teriam gerado na região duas sequências vulcano-plutônicas geocronologicamente e geoquimicamente distintas, desvinculando parte dessas rochas do Grupo Iriri (Supergrupo Uatumã).

Dall'Agnol *et al.* (2003) sugerem que as rochas do Supergrupo Uatumã podem ser produto de mais de uma série magmática ou representarem rochas formadas em ambientes tectônicos distintos. Na região de Pitinga, o Supergrupo Uatumã é composto por uma associação vulcano-plutônica de composição predominantemente félsica (ácida a intermediária), com assinatura geoquímica alcalina.

2.2.4 Grupo Iricoumé

No Distrito Mineiro de Pitinga, as rochas vulcânicas e hipabissais associadas do Grupo Iricoumé possuem ampla distribuição espacial e expressiva homogeneidade litoquímica e geocronológica. Consistem de riolitos, traquitos e andesitos efusivos e hipabissais, com termos básicos subordinados. Frequentemente ocorrem termos piroclásticos constituídos predominantemente por ignimbritos soldados, associados a tufos co-ignimbríticos de queda e de *surge*, e rochas sedimentares vulcanoclásticas.

A denominação de Formação Iricoumé deve-se a Oliveira *et al.* (1975), atribuída para as rochas vulcânicas intermediárias a ácidas, não metamorfizadas, associadas aos granitóides mais jovens, com características petrográficas semelhantes às vulcânicas efusivas da Formação Surumu. Quimicamente, essas rochas variam de metaluminosas a peraluminosas, e destacam-se por apresentar elevados teores de flúor.

Veiga Jr. *et al.* (1979) elevaram a unidade à categoria de Grupo, relacionando-a ao magmatismo Uatumã, interpretado como sendo a fase extrusiva associada ao plutonismo, que é representado pela Suíte Intrusiva Mapuera. Segundo esses autores, a maioria das rochas vulcânicas do Cráton Amazônico faz parte de um imenso *front* magmático que cobriu uma grande área da Amazônia no início do Proterozóico Médio.

O posicionamento estratigráfico do Grupo Iricoumé é baseado em relações de campo e dados geocronológicos que os vinculam ao Paleoproterozóico. Araújo Neto & Moreira (1976), Veiga Jr. *et al.* (1979) e Santos (1984) descreveram corpos hipabissais do Iricoumé intrusivos em granitóides da Suíte Intrusiva Água Branca.

Schobbenhaus *et al.* (1994) indicam idades U-Pb em zircão de $1.962 \pm 42/-33$ Ma e Costi (2000b) aponta a idade de 1.888 ± 3 Ma Pb-Pb em zircão.

Ferron *et al.* (2006) subdividiram o Grupo Iricoumé em três unidades litoestratigráficas: Formação Ouro Preto (rochas efusivas e hipabissais ácidas); Formação Divisor (rochas efusivas intermediárias); e Formação Paraíso (rochas piroclásticas ácidas e seus produtos de redeposição).

Ferron *et al.* (2009) e Valério *et al.* (2005, 2009) descrevem feições geoquímicas que são compatíveis com magmas do tipo-A2 de Eby (1992), de caráter metaluminoso a fracamente peraluminoso. Esses autores ainda interpretam o ambiente geotectônico do Grupo Iricoumé como extensional pós-colisional.

O Grupo Iricoumé tem sido genericamente correlacionado com sequências vulcânicas associadas às intrusões graníticas e recobertas por sedimentação paleo a mesoproterozóica.

2.2.5 Suíte Intrusiva Mapuera

Segundo Faria *et al.* (2000), a denominação Mapuera foi primeiramente empregada em trabalhos da GEOMINERAÇÃO Ltda. (1972), ao longo do rio homônimo no estado do Pará. Araújo Neto & Moreira (1976), Veiga Jr. *et al.* (1979), Costi *et al.* (1984) e Jorge João *et al.* (1984) elevaram à categoria de suíte e cartografaram dezenas de corpos graníticos de contornos irregulares, arredondados a alongados, intrusivos em rochas vulcânicas relacionadas ao Grupo Iricoumé, granitóides das unidades Igarapé Azul e Água Branca e terrenos granito-gnaissicos do Complexo Guianense.

Veiga Jr *et al.* (1979) agruparam todos os granitóides genericamente considerados como anorogênicos (tipo-A), existentes na parte sul do Escudo das Guianas, sob a denominação de Suíte Intrusiva Mapuera.

Faria *et al.* (2000) incluíram na Suíte Mapuera os granitóides leucocráticos a hololeucocráticos, róseos, equigranulares a inequigranulares médios a grossos, geralmente isotropos e homogêneos, com composição monzogranítica a sienogranítica do sul do estado de Roraima. Esse autores afirmam que esses granitos foram formados em um ambiente tectônico compatível com o de gênese dos granitos tardi-orogênicos de Batchelor & Bowden (1985), e predominantemente no campo dos granitos intraplaca de Pearce *et al.* (1984).

Diversos dados geocronológicos foram obtidos para os granitóides dessa unidade, posicionando-a, invariavelmente, no Paleoproterozóico. Araújo Neto & Moreira (1976) verificaram, pelo método Rb-Sr, que esses granitos têm idade de $1.520 \pm 47\text{Ma}$, sendo correlacionados ao evento Parguaza por serem intrusivos nas vulcânicas do Supergrupo Uatumã. Veiga Jr. *et al.* (1979) e Costi *et al.* (1984) consideraram a Suíte Intrusiva Mapuera mais jovem que a Formação Urupí. Macambira *et al.* (1987), ao analisarem os conteúdos de Rb/Sr em rocha total, obtiveram idades de $1.691 \pm 34\text{Ma}$ para o granito Madeira e $1.679 \pm 30\text{Ma}$ para o granito Água Boa. Tassinari (1996), pelo mesmo método, definiu a idade de $1.670 \pm 50\text{Ma}$ para esta suíte, posicionando-a no evento magmático gerador dos granitos Água Boa e Madeira.

Santos *et al.* (2001) identificaram na Suíte Mapuera rochas charnoquíticas e denominaram informalmente de granito Jaburu, que possuem a idade U-Pb de 1,87Ga. Próximo à borda norte da Bacia do Amazonas, a sul da Província Pitinga, Valério *et al.* (2006a e 2006b) estudaram rochas da associação vulcano-plutônica Iricoumé-Mapuera, onde os vulcanitos (idade Pb-Pb em zircão de $1.883 \pm 4\text{Ma}$) são representados por riolitos, traquiandesitos e ignimbritos de caráter peraluminoso e natureza subalcalina de médio a alto-K, e os granitóides intrusivos na associação vulcânica são compostos por biotita sienogranitos.

Ferron *et al.* (2006, 2009) apresentam dados geoquímicos e geocronológicos que comprovam a contemporaneidade e co-magmaticidade entre os granitóides da Suíte Intrusiva Mapuera e os vulcanitos do Grupo Iricoumé.

Bastos Neto *et al.* (2005) e Ferron *et al.* (2009) reconhecem o desenvolvimento do vulcano-plutonismo Iricoumé-Mapuera como relacionado a ambiente de caldeira vulcânica, com granitóides associados à estágios de ressurgência.

Valério *et al.* (2009) apresentam dados litoquímicos e geocronológicos que indicam co-magmaticidade entre vulcânicas do Grupo Iricoumé e o granito São Gabriel, o qual os autores correlacionam com a Suíte Intrusiva Mapuera.

No Escudo Guaporé, na região de Tapajós, os granitóides correlacionáveis com a Suíte Intrusiva Mapuera são de uma forma geral agrupados sob a denominação de Suíte Maloquinha. Os granitóides da Suíte Paruari, granitos Jardim do Ouro, São Jorge Jovem, Cumarú, Tropas, Rosa de Maio e Penedo possuem idades próximas a 1,88Ga (LAMARÃO *et al.*, 2002). Além disso, os autores apresentam dados litoquímicos dos granitóides Maloquinha e Jardim do Ouro, compatíveis com magmas do tipo-A, e sugerem co-magmaticidade com os vulcanitos da Formação Moraes Almeida, Grupo Iri.

2.2.6 Formação Urupi

Uma instabilidade crustal pós-Uatumã propiciou a formação de uma bacia intracontinental isolada de extensa sedimentação que antecedeu o magmatismo Avanavero (GROENEWEG & BOSMA, 1969). Essa bacia foi preenchida por sedimentos flúvio-eólicos da Formação Urupi, que estão depositados sobre os vulcanitos félsicos do Grupo Iricoumé, e intrudidos pelas rochas básicas da Formação Quarenta Ilhas.

Veiga Jr. *et al.* (1979) denominaram informalmente de Formação Urupi as rochas sedimentares quartzo-areníticas, arenitos arcoseanos, arcóseos e siltitos, intercalados por níveis de rochas piroclásticas (tufos silicificados), não reconhecendo a nomenclatura original sugerida por Mandetta *et al.* (1974) de Formação Pitinga.

A Formação Urupi foi reconhecida como depositada em ambiente continental, e tem como seção-tipo a Serra do Urupi, localizada no extremo norte da “braquissinclinal” do rio Pitinga. Essa estrutura exhibe forma aproximadamente elipsoidal, alongada no sentido E-W, e possui extensão de cerca de 60km e largura de 20km. Nas bordas, os sedimentos apresentam mergulho de 50° a 70°, que é suavizado em direção ao centro da bacia. Esta estrutura foi interpretada por Montalvão (1975) e Araújo *et al.* (1976) como produto do colapso de cone vulcânico ou caldeira. Veiga Jr. *et al.* (1979) estimaram uma espessura de 810m para o pacote sedimentar, subdividindo-o em dois níveis, um inferior com 570m onde predominam quartzo-arenitos com estratificação cruzada e subordinadamente por argilitos e siltitos, e um nível superior, constituído por arenitos feldspáticos arcóseos e subarcóseos. Ambos os níveis contêm intercalações de rochas piroclásticas (tufos) silicificadas, cortados por *sills* básicos de natureza toleítica, e sobrepõem-se às rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé. Com base nisso os autores propuseram uma idade mesoproterozóica para esses sedimentos, correlacionando-os às Formações Roraima e Cubencranquém.

Litotipos exclusivamente de natureza siliciclástica, com predominância de quartzo arenitos e pelitos, e subordinadamente arenitos arcoseanos, foram identificados por Cunha (2001), que reconheceu quatro associações faciológicas representando depósitos de *foreshore*, *shoreface* superior, intramaré/submaré e barras de canal fluvial. Esses depósitos foram interpretados como depósitos de região costeira, dominada por ondas e correntes e subordinadamente por processos de maré. Nesta região costeira, também estariam os canais fluviais. Segundo esse autor, os processos diagenéticos instalados indicam que a unidade atingiu até a mesodiagênese.

Ferron *et al.* (2002) reconheceram uma mega-estrutura em forma de arco e dimensões superiores a 120Km que, aparentemente, envolve a "Braquissinclinal de Pitinga".

2.2.7 Suíte Madeira

As unidades graníticas que compõem a Suíte Madeira (granitos Madeira, Água Boa e Europa) têm sido objeto de estudos desde a década de 80. Os granitos estaníferos Madeira e Água Boa (FIG. 7) foram primeiramente caracterizados por Horbe *et al.* (1985) e Daoud & Antonietto Jr. (1985) como granitóides alcalinos do tipo-A, anorogênicos peraluminosos a metaluminosos, raramente peralcalinos, e por eles relacionados à Suíte Intrusiva Abonari.

Diversos autores (HORBE *et al.*, 1985, 1991; DAOUD & ANTONIETTO Jr., 1985; DAOUD, 1988; DAOUD & FUCK, 1990; TEIXEIRA *et al.*, 1992; LENHARO, 1998; COSTI, 2000) ressaltaram que os depósitos estaníferos são relacionados aos granitos Madeira, com idades variando de $1.834 \pm 6\text{Ma}$ (FUCK *et al.*, 1993) a $1.794 \pm 19\text{Ma}$ (LENHARO, 1998), e granito Água Boa, com idades de $1.798 \pm 10\text{Ma}$ para a fácies rapakivi e $1.815 \pm 5\text{Ma}$ para a fácies topázio granito (LENHARO, 1998). Ambos são corpos intrusivos multifásicos, e também possuem mineralização em Sn. No entanto, a atual lavra da mina Pitinga é desenvolvido sobre o granito Madeira, que possui, além da mineralização de Sn, Nb e Ta, criolita (Na_3AlF_6), Th, U e ETR (TEIXEIRA *et al.*, 1992; COSTI *et al.*, 1997). O granito Europa é denominado petrograficamente de anfibólio alcalino granito hipersolvus e está localizado na porção noroeste da área de Pitinga. Possui caráter peralcalino e a idade de $1.829 \pm 1\text{Ma}$ determinada em análises Pb-Pb em zircão (COSTI, 2000).

Lenharo (1998) sugere o posicionamento dos granitos Madeira e Água Boa na Suíte Intrusiva Mapuera, do Supergrupo Uatumã, com base em idades de 1.810Ma (U-Pb – SHRIMP) para a fácies biotita granito, e de 1.794Ma para a fácies albita granito do granito Madeira. Este autor obteve para o granito Água Boa, idades de 1.798Ma para a fácies rapakivi e 1.815Ma para a fácies topázio granito.

Costi *et al.* (2000b) apresentam novos dados geoquímicos e geocronológicos e interpretam os batólitos graníticos Madeira, Água Boa e Europa como pertencentes a um mesmo evento magmático de idade paleoproterozóica, propondo sua retirada da Suíte Intrusiva Abonari, como originalmente sugerido por Horbe *et al.* (1985) e Daoud & Antonietto Jr. (1985), e sua inclusão em uma nova unidade litoestratigráfica, a Suíte Madeira.

Os granitóides da Suíte Madeira tem sido invariavelmente classificados como granitos tipo-A, originados em ambiente anorogênico a partir de fontes crustais (VEIGA JR. *et al.*, 1979; SANTOS, 1984; COSTI *et al.*, 1995; LENHARO, 1998; DALL'AGNOL *et al.*,

1999b; COSTI, 2000; SANTOS *et al.*, 2000; TASSINARI *et al.*, 2000; FERRON, 2006). O posicionamento dos corpos graníticos tem sido atribuído a estágios de ressurgência de ambiente de caldeira (DALL'AGNOL *et al.*, 1999b; COSTI *et al.*, 2000a; PRADO, 2006).

O granito Europa foi estudado somente em cerca de 20% de sua área de ocorrência em função da sua maior parte estar situada dentro da Reserva Indígena Waimiri-Atroari onde o acesso não é permitido por questões legais.

Costi *et al.* (2000b), identificaram a ocorrência de um granito hipersolvus de granulação média, equigranular, de caráter peralcalino, portador de anfibólio alcalino riebeckita-arfvedsonita, o qual apresentou idade Pb-Pb em zircão de 1.829Ma.

Prado (2006) identifica, na porção leste do granito Europa duas fácies peralcalinas constituídas por anfibólio alcalino granito com diferentes graus de diferenciação. A fácies mais diferenciada possui menor conteúdo de minerais máficos e está associada a anomalias de solo com elevados conteúdos de Nb e Ta.

O granito Água Boa é o maior dos três plútons da Suíte Madeira e é composto por quatro fácies (DAOUD & ANTONIETTO JR., 1985 e LENHARO, 1998). A fácies mais precoce é a anfibólio biotita sienogranito, de granulação média ou grossa, mostrando esparsamente textura rapakivi. A fácies seguinte é um biotita sienogranito porfirítico, com matriz de granulação fina. Segue-se uma fácies constituída por biotita-feldspato alcalino granito equigranular, de caráter hipersolvus. A última fácies é representada por topázio granito porfirítico (LENHARO, 1998). Essas rochas foram datadas por Lenharo (1998) que obteve idades SHRIMP U-Pb em zircão de 1.798Ma para a fácies rapakivi e 1.815Ma para a fácies topázio granito. Essas idades, embora discordantes com as relações de campo entre as fácies, fizeram com que a autora relacionasse esse plúton ao evento Uatumã. Costi *et al.* (2000b) com base em dados geoquímicos e de campo posicionam o plúton Água Boa na Suíte Madeira. O granito Madeira, por ser o principal alvo deste trabalho, será abordado com mais detalhe adiante.

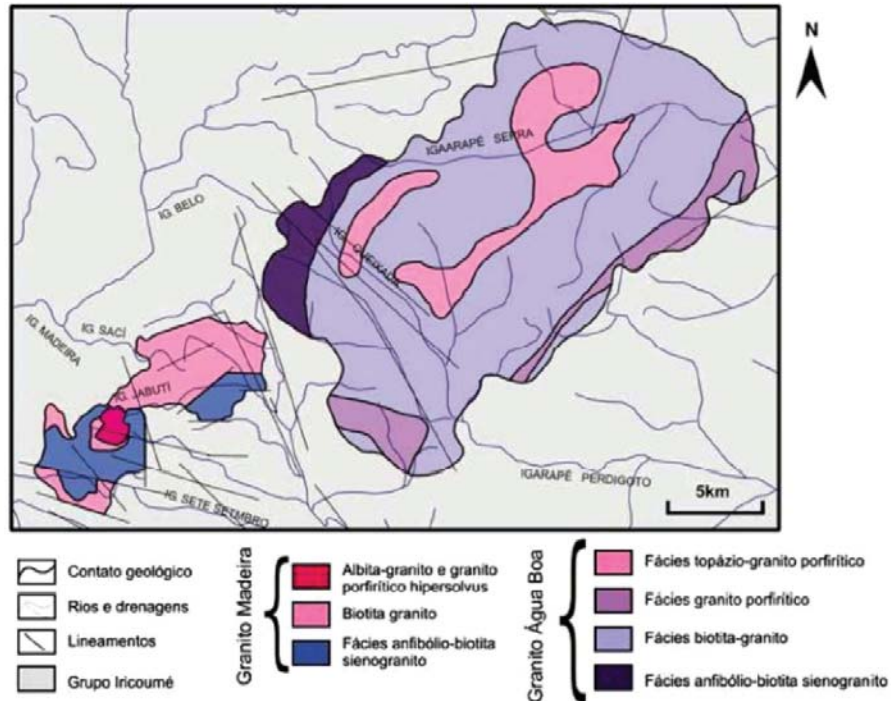


Figura 7– Distribuição das fácies do granito Madeira e Água Boa. Fonte: modificado de Costi (2000).

2.2.8 Formação Quarenta Ilhas

Essa unidade, juntamente com a Formação Seringa, a seguir descrita, foi individualizada do gabro Suretama (ARAÚJO *et al.*, 1976) por Veiga Jr. *et al.* (1979), que identificaram rochas básicas com afinidade química e idades distintas. As rochas agrupadas na Formação Quarenta Ilhas ocorrem sob a forma de diques e *sills*, ressaltando a estrutura anelar da “braquissinclinal” de Pitinga, e são constituídas por diabásios, gabros, monzo-gabros, monzo-dioritos e quartzo-monzonitos, com afinidade predominantemente subalcalina e caráter toleítico.

A associação com depósitos sedimentares siliciclásticos e a afinidade geoquímica toleítica permitiu a Veiga Jr. *et al.* (1979) correlacionarem os litotipos da Formação Quarenta Ilhas com o magmatismo Avanavero, denominado por Groeneweg & Bosma (1969) no Suriname, com ampla distribuição no Escudo das Guianas, e cujos dados geocronológicos forneceram idades de $1.619 \pm 27\text{Ma}$ (HEBEDA *et al.*, 1973).

A caracterização petrográfica, realizada por Silva Jr. (1992) em rochas amostradas no *sill* Quarenta Ilhas, permitiu a identificação de cinco grupos distintos: gabro; monzogabro e quartzo-monzogabro (pobre em quartzo); quartzo-monzogabro (rico em

quartzo) e quartzo-monzonito; quartzo-sienito e álcali-feldspato sienito. Os aspectos texturais e mineralógicos sugerem que a cristalização dessas rochas envolveu, por um lado, cristalização segundo o *trend* de diferenciação magmática gabro – quartzo-sienito e, por outro lado, a cristalização de álcali-feldspato sienito. Todo o conjunto foi submetido a transformações hidrotermais, gerando saussuritização, uralitização e albitização. Este autor sugere ainda, que essas rochas correspondem à série subalcalina monzonítica de Lameyre & Bowden (1982).

Santos *et al.* (2002) determinaram a idade de 1.780 ± 3 Ma para o vulcanismo básico Quarenta Ilhas, indicando uma possível idade de encerramento do vulcanismo mesoproterozóico e início de deposição das rochas sedimentares e piroclásticas da Formação Urupi.

2.2.9 Formação Seringa

Araújo Neto & Moreira (1976) descreveram pela primeira vez na região norte do Estado do Amazonas uma variedade de rocha básica alcalina de natureza sódica, composta essencialmente por plagioclásio cálcico e olivina, com pouco ou ausente piroxênio (troctolito). Esses autores sugerem que a origem das rochas básicas alcalinas esteve vinculada a um regime distensional gerado nos estágios finais do evento K'Mudku (BARRON, 1966). Apresentam idades K/Ar de 1.079Ma e 1.090Ma para hornblendas obtidas, respectivamente, em diabásio e gabro desta unidade.

Veiga Jr *et al.* (1979) propuseram a designação de Formação Seringa, reconhecendo nessas unidades o quimismo básico alcalino de natureza sódica e pertencentes ao Proterozóico Superior, com base em uma datação K-Ar realizada em olivina-diabásio, que revelou a idade de 880Ma. Esses autores correlacionam esse magmatismo básico alcalino ao magmatismo Cachoeira Seca (SANTOS & OLIVEIRA, 1978), no estado do Pará, e atribuem sua origem a reativação de profundas falhas gravitacionais originadas por esforços de distensão pós-K'Mudku.

Santos *et al.* (2002) interpretam as rochas máficas, intrusivas em áreas cratônicas e com idades de aproximadamente 1.200Ma, como resultado de processos de rifteamento intracratônico, ocasionado pela colisão relacionada ao Cinturão Orogênico Sunsás, na porção oeste do Cráton Amazônico.

Segundo Dall'Agnol *et al.* (2003), o magmatismo básico alcalino potássico da Formação Seringa está relacionado a processos distensivos de escala crustal.

2.2.10 Eventos Supergênicos Posteriores

Extensos platôs lateríticos com formas tabulares, que sustentam as maiores elevações da região em torno de 300 metros, foram identificados na região norte do Estado do Amazonas por Araújo Neto & Moreira (1976) e Veiga Jr. *et al.* (1979). Esses autores atribuíram a essa unidade uma idade situada entre o fim do Terciário Superior (Plioceno) e o início do Quaternário (Pleistoceno).

Segundo Costi *et al.* (1984), as rochas das unidades descritas sofreram alteração intempérica, gerando lateritas a partir do Terciário Inferior, provavelmente até o Mioceno.

Costa *et al.* (1988) relataram pela primeira vez na região de Pitinga depósitos de bauxita associados a laterização intensa de rochas graníticas, vulcânicas ácidas e sedimentares. Esses depósitos ocorrem sob a forma de platôs de 1 a 10km², em altitudes que variam de 200 a 300m. O perfil laterítico completo, maduro, atribuído ao Terciário Inferior, apresenta espessura média de 10 a 20 metros.

Horbe & Costa (1999) descrevem a formação de horizontes bauxíticos na Serra do Madeira, cujas idades máximas estão entre 65 e 70Ma, o que é concordante com as idades dos perfis lateríticos mais antigos da região amazônica.

O horizonte bauxítico associado ao depósito bauxítico-laterítico da Província Pitinga apresenta coloração rósea, micro a meso-cristalino, compacto, duro e leve e com espessura média de 2 a 5 metros. Os teores de alumina aproveitável nesse horizonte bauxítico situam-se entre 42% e 52%, os teores de Fe₂O₃ em torno de 17%, enquanto os valores de sílica reativa de 3,5%, caracterizando esse depósito como bauxita de grau metalúrgico.

Ferron & Prado (2004) constataram, através de geoprocessamento de imagens de radar e satélite ETM+ *Landsat*, a continuidade dos platôs desde as cabeceiras do rio Uatumã, no limite oeste da área de Pitinga até o médio curso do rio Nhamundá na divisa com o Estado do Pará. Nesse percurso, esses platôs são cortados pelos rios Pitinga e Jatapu que esculpem as serras mantidas pelos referidos platôs. Esses autores entendem que o controle da ocorrência desses platôs bauxítico-lateríticos deu-se por condições paleo-climáticas contidas

em um “corredor” definido por linhas de igual latitude, tanto a norte como a sul do equador. Essa interpretação encontra subsídio ao se situar nesta mesma faixa a maior mina de Bauxita do Brasil, situada nas cabeceiras do rio Trombetas, no Estado do Pará, a cerca de 400km a leste do Pitinga. Desta forma, entende-se que o fator climático foi o principal condicionador dessas ocorrências, uma vez que as mesmas se desenvolvem indistintamente sobre rochas sedimentares, graníticas, vulcânicas e piroclásticas associadas.

2.2.11 Depósitos Alúvio-Coluvionares (Pleistocênicos e Holocênicos)

Em geral, os aluviões na região de Pitinga são considerados de médio e pequeno porte, com exceção dos aluviões dos rios Alalaú a noroeste, Uatumã ou Santo Antônio do Abonari a sudeste, e Pitinga a leste da área.

Os aluviões mineralizados em cassiterita da região tiveram um importante significado econômico, principalmente nas décadas de 80 e 90. Esses depósitos são essencialmente de pequeno a médio porte e caracterizam-se por sedimentos extremamente imaturos e mal selecionados, com composição argilo-arenosa, depositados sob ocorrência de grandes movimentos de massa e consequente entulhamento de vales (DAOUD & VEIGA, 1986). Esses autores identificaram na região duas sequências deposicionais: sequência pretérita relacionada ao Pleistoceno Médio-Superior representada por paleovales suspensos, recobertos por expressivo capeamento coluvial e sequência sub-atual derivada de fontes primárias e/ou retrabalhamento da sequência pretérita sendo constituída por sedimentos relacionados ao Pleistoceno Superior-Holoceno. Ambas apresentam da base para o topo um nível de cascalho basal arenoso, seguido por uma camada areno-argilosa, culminando com uma camada argilo-arenosa. Possuem espessura total de 2 a 6m e estão separadas uma da outra por um intervalo de 4 a 5m.

Daoud & Veiga (1986) relacionam a deposição das sequências aluvionares da região do Pitinga às mudanças climáticas relacionadas aos glaciais Illinoiano (Pleistoceno Médio) e Wisconsiniano (Pleistoceno Superior). Desconhecia-se na região de Pitinga, depósitos aluvionares relacionados a paleocanais soterrados.

Ferron & Minuzzi (2001), a partir de trabalhos de sondagem prospectiva na região do baixo igarapé Madeira, reconheceram um nível aluvionar com características

semelhantes à sequência definida por Daoud & Veiga (1986), porém situados em posição inferior aos aluviões atuais que classificaram como paleocanal soterrado.

2.3 Granito Madeira

Os granitos estaníferos da mina Pitinga, granito Madeira e granito Água Boa, foram primeiramente caracterizados por Horbe *et al.* (1985) e Daoud & Antonietto Jr. (1985) como granitóides alcalinos do tipo-A, anorogênicos peraluminosos a metaluminosos, raramente peralcalinos, e por eles relacionados à Suíte Intrusiva Abonari.

Com base em idades U-Pb, obtidas por SHRIMP de 1.810Ma para a fácies biotita granito, e de 1.794Ma para a fácies albita granito do granito Madeira, Lenharo (1998) sugeriu o posicionamento dos granitos Madeira e Água Boa na Suíte Intrusiva Mapuera do Supergrupo Uatumã.

Costi *et al.* (2000b) apresentam novos dados geoquímicos e geocronológicos e interpretam os batólitos graníticos Madeira, Água Boa e Europa, como pertencentes a um mesmo evento magmático de idade paleoproterozóica, propondo sua retirada da Suíte Intrusiva Abonari, como originalmente sugerido por Horbe *et al.* (1985) e Daoud & Antonietto Jr. (1985), e sua inclusão em uma nova unidade litoestratigráfica, a Suíte Madeira.

O Granito Madeira é um *stock* alongado na direção SW-NE, com aproximadamente 60km². É constituído por diferentes fácies (Horbe *et al.*, 1985; Daoud, 1988), que são a seguir descritas conforme dados publicados por Costi (2000).

2.3.1 Anfibólio Biotita Sienogranito (GR)

A fácies mais precoce é chamada de anfibólio-biotita sienogranito e tem sido denominada historicamente como granito rapakivi (CARVALHO FILHO *et al.*, 1984; HORBE *et al.*, 1985). Possui cor vermelho acastanhado com manchas pretas ou verde escuro. Minuzzi (2004) ressalta que, próximo às zonas de contato, ocorrem enclaves arredondados de rochas vulcânicas que apresentam contatos nítidos, sugerindo contrastes de viscosidade e em alguns casos, também contatos transicionais que indicam contemporaneidade magmática.

Costi *et al.* (2000b) determinaram idades de $1.824 \pm 2\text{Ma}$ ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircão) para esta fácies.

Costi (2000) descreve esta fácies como tendo textura equigranular a porfírica, constituída essencialmente por feldspato potássico perítico, quartzo e plagioclásio e contendo como minerais varietais a biotita e a hornblenda, além de zircão, fluorita e opacos como fases acessórias. Geoquimicamente, é caracterizada como metaluminosa, apresentando características texturais indicativas de cristalização em níveis crustais rasos, tais como intercrescimentos micrográficos na matriz dos termos porfíricos e também intercrescimentos simplectíticos entre biotita e anfibólio.

2.3.2 Biotita Feldspato Alcalino Granito (BG)

A fácies biotita-feldspato alcalino granito é intrusiva na anterior como mostram as relações de campo e a presença de enclaves de dimensões centimétricas a métricas. Segundo Costi (2000), sua coloração em geral é avermelhada clara com pontuações pretas disseminadas. Possui textura predominantemente equigranular, localizadamente porfírica, composta por feldspato potássico perítico e quartzo, com plagioclásio em proporções reduzidas ou ausentes. O mineral varietal é a biotita, enquanto que as fases acessórias são: fluorita, zircão, minerais opacos e topázio. Geoquimicamente, é classificada como metaluminosa a peraluminosa. Os contatos com a fácies albita granito são reativos, formando *greisens* de contato nas bordas norte, noroeste, sul e sudoeste. Costi *et al.* (2000b) determinaram idades de $1822 \pm 2\text{Ma}$ ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircão) para esta fácies.

2.3.3 Feldspato Alcalino Granito Hipersolvus (GH)

A fácies feldspato alcalino granito hipersolvus porfírico possui aspecto maciço, colorações rosa avermelhada e cinza claro a cinza rosado. Sua textura é porfírica com fenocristais de feldspato potássico e grãos de máficos, sua matriz tem granulação fina a média constituída essencialmente por feldspato potássico e quartzo. O plagioclásio presente é do tipo albita na forma de perititas desenvolvidas em feldspato potássico ou como albita

intergranular tardia. Ocorrem em proporções acessórias a biotita, a fluorita, o zircão e minerais opacos. Frequentemente ocorrem modificações texturais e mineralógicas, causadas por processos metassomáticos de albitização e episienitização. Os contatos com o albita granito são transicionais e interdigitados (COSTI, 2000). Costi *et al.* (2000b) determinaram idades de $1.818 \pm 2\text{Ma}$ ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircão) para esta fácies.

2.3.4 Albita Granito (AG)

Segundo Minuzzi (1993), o albita granito (FIG. 8) é a fácies mais tardia. Esta ocupa a parte central do granito Madeira e apresenta em planta uma forma alongada segundo N-S, com extensão de 1,8km, e eixo menor leste-oeste medindo aproximadamente 1,5km. Suas cotas mais elevadas situam-se a nordeste e se estendem para oeste, formando cristas estreitas e planas. Nas relações com as encaixantes, esta fácies tem ângulos de contato que variam de 25° a 30° na borda sul; na borda norte, o ângulo médio é em torno de 38°; na borda oeste, de 45°; na borda leste, este ângulo ainda não está bem definido. As relações de campo indicam que esta unidade e a fácies granito hipersolvus interagiram e foram colocadas simultaneamente. Esta fácies é intrusiva nas anteriormente descritas, com formação de pegmatitos e *greisens* em suas bordas norte, noroeste, sul e sudoeste.

O albita granito foi dividido por Horbe *et al.* (1991) em subfácies de núcleo (AGN) e subfácies de borda (AGB) em função das diferenças petrográficas, geoquímicas e metalogenéticas existentes nessas rochas. A distribuição das subfácies é semelhante em planta, mas o AGN apresenta um volume maior, com aproximadamente 70% do total. Costi (2000) ainda considera uma zona transicional marcada pelas alterações tardias causadas pelas relações de contato entre as subfácies. Esta zona é denominada albita granito transicional e não será abordada no presente trabalho.

Fuck *et al.* (1993) e Lenharo (1998) dataram a fácies albita granito em $1.834 \pm 6\text{Ma}$ (U-Pb em zircão) e $1.794 \pm 19\text{Ma}$ ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircão por SHRIMP), respectivamente.

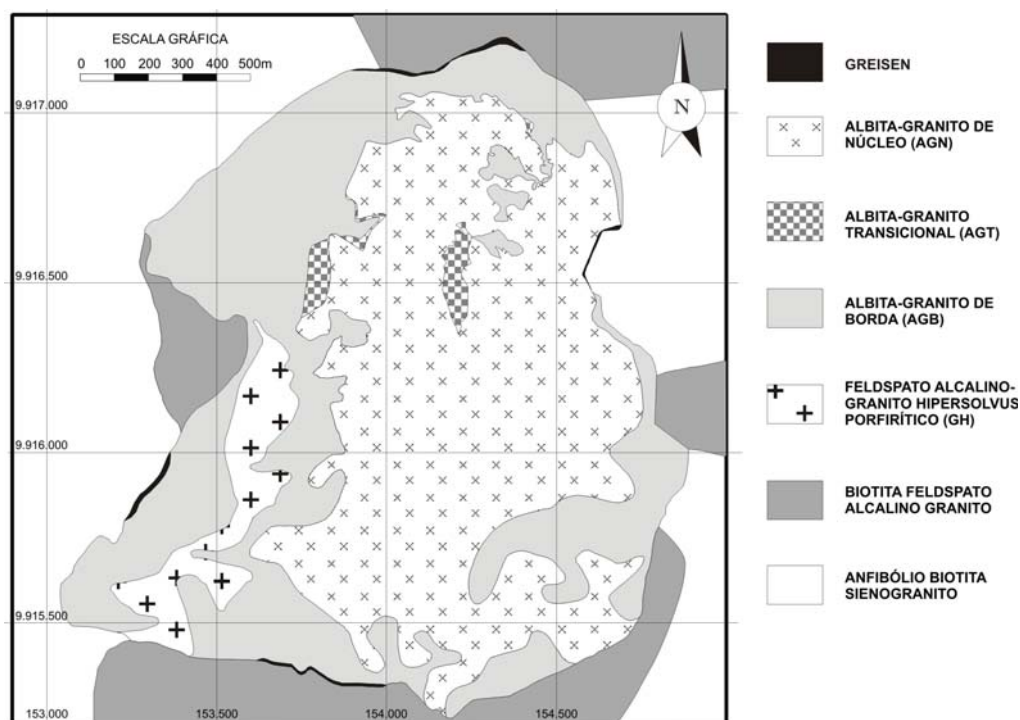


Figura 8– Mapa do albíta granito. Fonte: modificado de Minuzzi (2005).

O AGN é um granito subsolvus, com cor cinza-clara com manchas pretas, textura porfírica a seriada e granulação fina a média. Localmente ocorrem texturas de fluxo marcadas pela orientação de *laths* de albíta, lamelas de mica e prismas de anfibólio. É composto por albíta, quartzo, feldspato potássico e, subordinadamente, por criolita, zircão, gagarinita, xenotima, polilitionita, riebeckita, pirocloro, mica escura rica em ferro, cassiterita e magnetita. O AGN transiciona para uma rocha avermelhada, geoquimicamente peraluminosa, definida como AGB, que ocorre ao longo dos contatos do albíta granito com as encaixantes.

Lenharo (1998) descreveu a criolita em inclusões formando seqüências circulares a hexagonais nos fenocristais de quartzo (textura *snow ball*) e intersticial na matriz do AGN, interpretando-as como evidência de cristalização rápida, contemporânea aos fenocristais, e contínua, durante a formação posterior da matriz.

O AGB tem coloração marrom escura a avermelhada, possui textura porfírica dominante composta por fenocristais de quartzo normalmente arredondados, sendo que a matriz é de granulação média a grossa. Mineralogicamente é composta essencialmente por quartzo, feldspato potássico e albíta. Ainda estão presentes, micas, clorita, fluorita, cassiterita, hematita, pirocloro/columbita, opacos e zircão em quantidades anômalas.

Costi (2000) descreve sobrecrescimento de quartzo em diferentes fases, e texturas de reabsorção parcial de albíta em contato com o quartzo. Também observa feições

de dissolução de fases primárias com preenchimento por quartzo secundário, albita, cloritas, além de fluorita e opacos.

Evidências de greisenização incipiente, marcada pela substituição dos feldspatos pelas micas fengíticas, bem como o desenvolvimento de quartzo e clorita secundários são relativamente freqüentes no AGB (COSTI, 2000).

De acordo com Costi (2000), fluidos residuais do sistema (autometassomatismo) foram responsáveis pela transformação da composição peralcalina original do AGB para metaluminosa a peraluminosa. Segundo esse autor, os contrastes geoquímicos decorrentes do extremo enriquecimento em flúor e em outros elementos, que atuaram como despolimerizadores, determinaram uma acentuada redução de viscosidade dos líquidos graníticos residuais e devem ter influenciado o processo de cristalização do albita granito.

Dados de Costi (2000) revelam que a fácies biotita granito e anfíbólio-biotita sienogranito possuem valores de ϵNd variando de positivos a ligeiramente negativos: -0,8 a +0,7. Estes valores estão de acordo com a assinatura típica de crosta paleoproterozóica, assim como as idades modelo TDM que variam de 2.10 a 2.20Ga. Em contraste, a fácies albita granito e granito hipersolvus mostram uma variação extrema: -1,5 e +2,1 (granito hipersolvus), -9,5 a -3,1 (AGB), +2,3 a 3,6 (AGN) e +16,4 (AGN com textura fluidal). Idades TDM só puderam ser calculadas para o granito hipersolvus: 2,00 e 2,68Ga. O autor considera que os valores de ϵNd do AGN e do granito hipersolvus sugerem para ambos uma fonte máfica, com curto tempo de residência crustal ou uma fonte mantélica.

Nesta interpretação, estas rochas derivariam de um fundido peralcalino primitivo, geoquímica e isotopicamente distinto do que originou as fácies anfíbólio-biotita sienogranito e biotita granito. Numa segunda hipótese o autor considera as quatro fácies do granito Madeira comagmáticas e seus contrastes seriam devidos ao extremo enriquecimento em F e outros elementos capazes de causar a despolimerização e acentuada redução de viscosidade dos líquidos graníticos residuais, bem como a inversão do *trend* de evolução magmática de metaluminoso-peraluminoso com sílica crescente para peralcalino com sílica decrescente. Neste caso, conforme o autor, deve-se admitir que o sistema isotópico Sm-Nd do AGN e do granito hipersolvus foi severamente perturbado durante a evolução magmática. O comportamento extremamente anômalo dos isótopos de Nd do AGN de textura fluidal (representativa dos fluidos mais evoluídos) é uma evidência de que esta perturbação efetivamente ocorreu.

Minuzzi *et al.* (2005) discutem dados de geoquímica da fácies albita granito, comparando-os com os de outros granitos semelhantes, a fim de compreender a evolução magmática e pós-magmática. De acordo com Pollard (1989), as características texturais de muitos granitos contendo metais raros, bem como suas distribuições espaciais, são consistentes com a cristalização na presença de fase fluida aquosa com concentração de voláteis na porção superior da câmara magmática. Assim, segundo esses autores, as altas concentrações de Nb (Ta), Sn, F, Zr, que fazem parte da fácies albita granito, são devidas, respectivamente, ao pirocloro-columbita, cassiterita, criolita e zircão. A forte influência do flúor nas propriedades dos magmas graníticos promove o rebaixamento da temperatura *líquidus* e da *solidus*, causando a reorganização da estrutura do fundido, bem como a despolimerização e a redução da viscosidade (DINGWELL, 1988 *apud* MINUZZI *et al.*, 2005; JOHANNES & HOLZ, 1996 e 1988 *apud* MINUZZI *et al.*, 2005; DINGWELL *et al.*, 1998).

Segundo Costi (2000), a subfácies albita granito de borda não tem um significativo enriquecimento de ETRP por ser produto de autometassomatismo da subfácies albita granito de núcleo, portanto mais tardia e evoluída. De acordo com Minuzzi *et al.* (2005), essa menor concentração de ETRP na subfácies albita granito de borda provavelmente esteja relacionada à desestabilização dos minerais portadores desses elementos, que teriam migrado para as zonas de contato de cúpula granítica contribuindo para a formação dos *greisens*. Segundo esses autores, em função da evolução do processo de columbitização os pirocloros do albita granito perderam Y, ETR e posteriormente U, o que é comprovado pela ausência ou baixa concentração destes elementos na columbita. No entanto, o enriquecimento em ETRP associado à anomalia negativa de Eu, na fácies albita granito de núcleo, é frequentemente atribuído à interação de fluidos ricos em flúor (F) durante a cristalização de magmas graníticos com metais raros e com zonas albitizadas. Assim, quanto mais evoluída metassomaticamente a fácies, mais acentuadas são essas características (DARDENNE, 1989).

2.3.5 Mineralizações

Todas as mineralizações do granito Madeira estão restritas à fácies albita granito e ocorrem disseminadas. Contudo, a criolita também forma o DCM (FIG. 9) na porção central do albita granito.

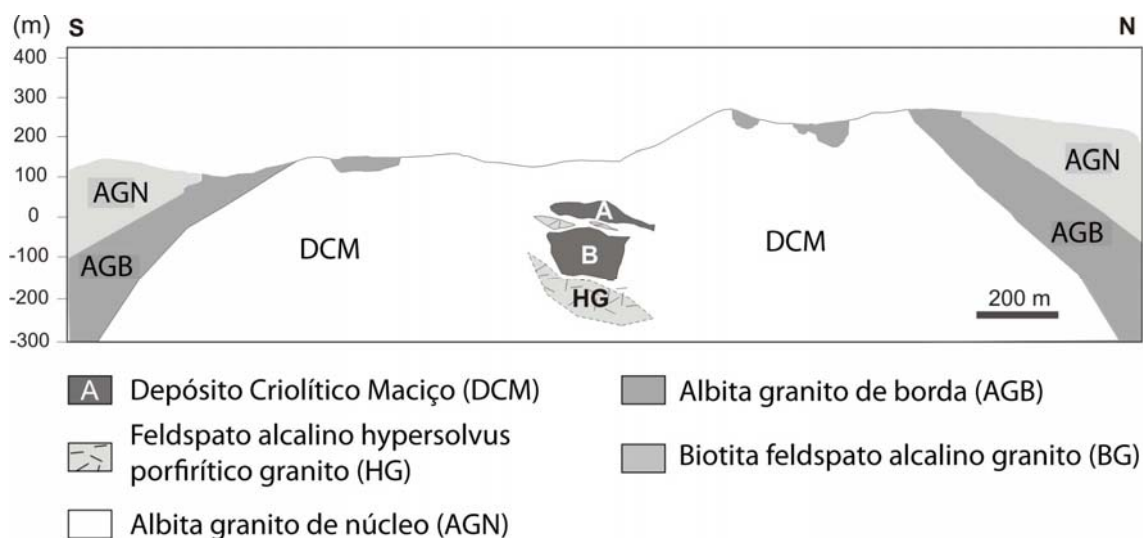


Figura 9 - Perfil N-S do albita granito. Fonte: Minuzzi (2005).

O albita granito é mineralizado em Sn (cassiterita), Nb e Ta (pirocloro e columbita) e contém valores significativos de Y e ETR. A subfácies albita granito de núcleo contém, como minérios disseminados, criolita (Na_3AlF_6), pirocloro e columbita (em menor quantidade), além de um depósito criolítico maciço na porção central, que é dividido nas zonas criolíticas A e B. A principal fase portadora de flúor na subfácies albita granito de núcleo é a criolita, podendo ocorrer também fluoretos de alteração deste mineral (chiolita, pachnolita, thonsenolita).

A jazida de Sn representa um depósito de classe mundial. As reservas de Sn, Nb e Ta são de 164 milhões de toneladas (medida), com teores médios de 0,17% de Sn, 0,20% de Nb_2O_5 e 0,024% de Ta_2O_5 , cubados até a cota 0m (PIRES *et al.*, 1998). As reservas de criolita disseminada (teor médio de 4% de Na_3AlF_6) são um pouco menores devido à sua inexistência no AGB.

Os estudos anteriores enfatizaram aspectos petrológicos e a mineralização de estanho (HORBE *et al.*, 1985; LENHARO, 1998; COSTI, 2000; COSTI *et al.*, 2000a), assim como as mineralizações de Nb-Ta e F (MINUZZI, 2005; BASTOS NETO *et al.*, 2005 e 2009) e Y-ETR (PIRES *et al.*, 2006).

No que tange à formação do DCM, tanto Lenharo (1998) como Costi (2000) consideraram a evolução do magma do albita granito para uma fusão residual extremamente enriquecida em F e Na. Entretanto, para Lenharo, o DCM formou-se a partir de uma fusão rica em F que se tornou imiscível na fusão silicatada. Enquanto que Costi interpreta que, ao

atingir o ponto de saturação de água, o fluido residual extremamente enriquecido em F e Na separou-se em uma porção rica em água e empobrecida em F e noutra porção empobrecida em água e enriquecida em F, Na e Al. A fração depletada em água e rica em F formou o DCM. A fração rica em água formou os corpos de quartzo-feldspato-mica pegmatitos associados. De acordo com Costi (2000) o albita granito com textura fluidal, localmente observado na parte central do AGN, representa o magma residual extremamente rico em F.

A mineralização de criolita disseminada, o DCM e os efeitos do fluido responsável pela sua formação sobre os demais minerais de minério foram estudados por Bastos Neto *et al.* (2005), Minuzzi (2005), Minuzzi *et al.* (2006, 2006a e 2008), Pires *et al.* (2006) e Weber *et al.* (2007), e integrados por Bastos Neto *et al.* (2009). Os resultados são sintetizados abaixo.

No AGN existem dois tipos de criolita disseminada (FIG. 10). A criolita I é distinguida por seu caráter quase isotrópico e raramente é geminada. Ocorre mais comumente como cristais anédricos a subarredondados (FIG. 11D) em equilíbrio com zircão precoce e com contatos côncavo-convexos com cristais de albita e de K-feldspato. Também ocorre como inclusões em fenocristais de quartzo formando textura *snowball* (FIG. 11A). Por causa destas características, a criolita I é considerada magmática. A criolita II é caracterizada por feições de corrosão com a maioria dos minerais com que está em contato (FIG. 11E, G, H, I). Frequentemente é observada formando auréolas completas ou parciais em torno de cristais magmáticos de zircão (FIG. 11E), pirocloro (FIG. 11G, H, I) e de cassiterita, com bordas reativas com estes minerais. Por causa destas características, a criolita II é considerada hidrotermal. Ela é mais abundante em amostras mais próximas do DCM (FIG. 11C).

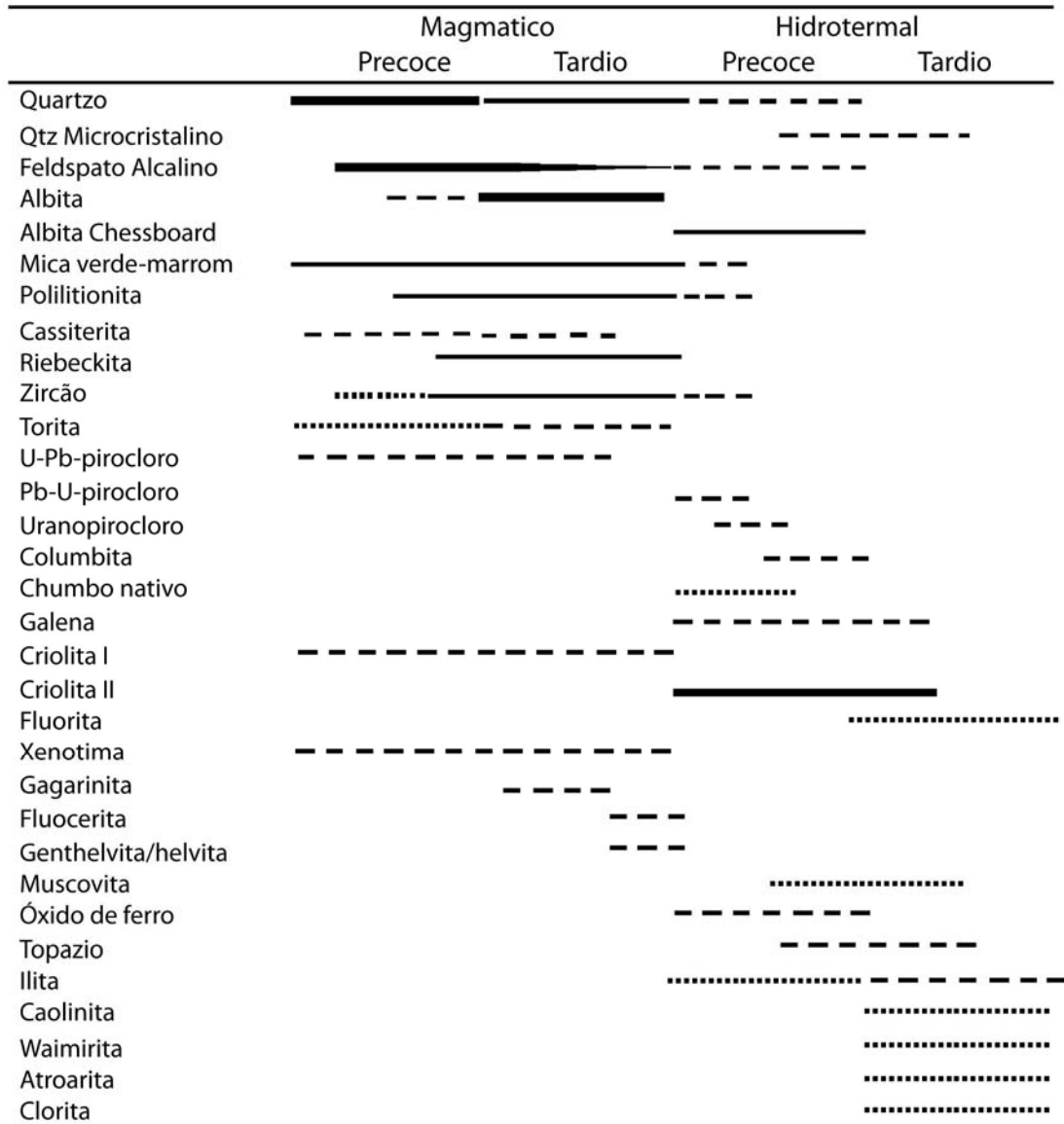


Figura 10 - Paragênese mineral na parte central da subfácies albita granito de núcleo. Obs.: Os minerais “Waimirita” e “Atroarita” ainda não têm seus nomes oficializados pela IMA. Fonte: Bastos Neto *et al.* (2009).

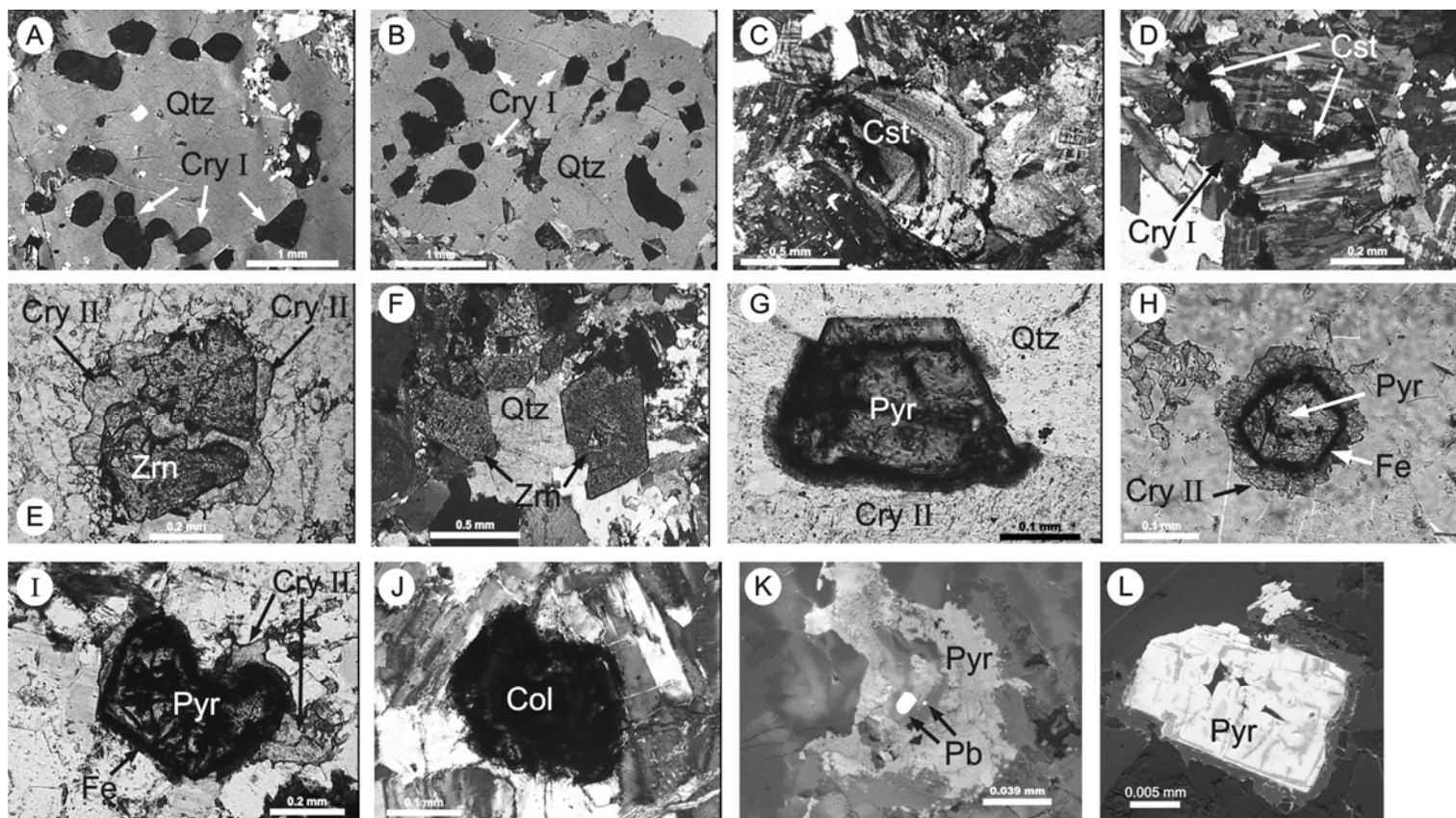


Figura 11– Fotomicrografias em amostra albita granito de núcleo (AGN). (A) textura *snowball* em fenocristais de quartzo com inclusões de criolita I ovóide; (B) fenocristais de quartzo com inclusões de criolita I ovóide distribuídas irregularmente; (C) cristal magmático de cassiterita zonada; (D) matriz de rocha com albita, quartzo, criolita ovóide I e cassiterita; (E) zircão magmático precoce mostrando contato reativo com criolita II; (F) cristais de zircão tardimagmático; (G) urano chumbopirocloro magmático em contato retilíneo com quartzo e contato reativo com criolita II; (H) pirocloro com auréola rica em ferro formada depois de reação com criolita II; (I) pirocloro em estado médio a avançado de alteração para columbita (columbitização); (J) columbita formada por alteração de pirocloro. Imagens de elétrons secundários de pirocloro do albita granito enriquecido (AGN). (K) chumbo nativo e auréola de óxido de ferro formada em estágio avançado de columbitização do pirocloro; (L) pirocloro com alteração insípiente (zonas escuras), ao longo dos planos de clivagem, ou irregularmente distribuída. Símbolos: (Cry) criolita, (Qtz) quartzo, (Cst) cassiterita, (Pyr) pirocloro, (Col) columbita, (Zrn) zircão, (Fe) óxidos de ferro, (Pb) chumbo nativo. Fonte: Bastos Neto *et al.* 2009.

O DCM assemelha-se a um cogumelo lenticular formado por corpos sub-horizontais (+ veios e *stockworks*) de criolita, intercalados com AGN e com granito hipersolvus, concentrados em três zonas criolíticas: A e B (FIG. 9) e Zero, esta última já parcialmente erodida. Os corpos são constituídos por criolita (~85% p. vol.) + quartzo + zircão + K-feldspato \pm galena. A criolita é maclada (FIG. 12D, E, F, G) pertence a 3 gerações: nucleada (precoce), caramelo e branca (tardia). Na parte superior do DCM, ocorrem criolita caramelo e nucleada (subordinada). Na parte intermediária, criolita caramelo e nucleada ocorrem em iguais proporções. Na parte inferior, predomina a criolita nucleada, a criolita caramelo é mais clara e ocorre criolita branca.

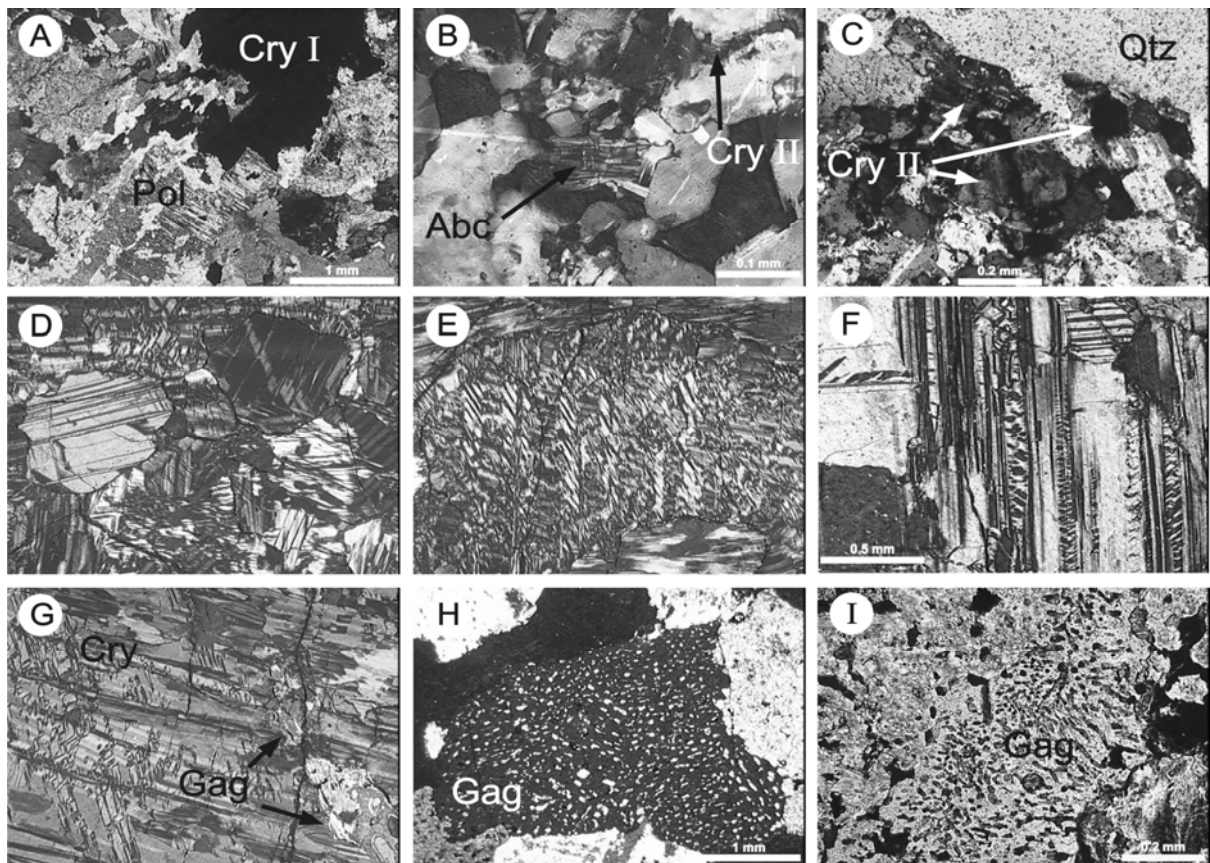


Figura 12 – Fotomicrografias. Albita granito de núcleo (AGB): (A) polilitionita e aglomerados de criolita I; (B) matriz de rocha com albita *chessboard* e criolita II corroendo quartzo magmático; (C) cristais de criolita II corroendo fenocristais de quartzo na zona de contato entre o corpo de criolita maciça e o albita granito de núcleo (AGB). Depósito de criolita maciça: (D, E e F) cristais de criolita maclada; (G) cristais de criolita com duas direções de macla e inclusões de gagarinita; (H) cristais de gagarinita e fluocerita exsolvida com grãos parcialmente orientados; (I) gagarinita com *stringlets* de fluocerita exsolvida. Símbolos: (Cry) criolita, (Qtz) quartzo, (Pol) polilitionita, (Gag) gagarinita-(Y), (Abc) albita *chessboard*, (Flc) fluocerita. Fonte: Bastos Neto *et al.* (2009).

As análises dos ETR e Y possibilitaram relacionar a mineralização criolítica ao albita granito que, em relação às demais fácies do granito Madeira, tem conteúdos de ETR caracterizados por menor fracionamento dos ETRL, enriquecimento relativo em ETRP e anomalia negativa de európio mais intensa. O estudo possibilitou verificar que a fluorita magmática tem razões ETR/Y e ETRL/ETR ≥ 1 , Y ~ 1.200 ppm. Comparativamente à fluorita, a criolita magmática tem menor ETR_{total}, é enriquecida em ETRP e Y em relação aos ETRL, tem anomalia negativa de Eu e Y ~ 200 ppm. A criolita disseminada hidrotermal é caracterizada pelo aumento na razão ETRL/ETRP, empobrecimento em Y (~ 20 ppm) e por possuir anomalia negativa de Eu com a mesma intensidade da magmática, porém a criolita do DCM têm anomalia negativa de Eu menos intensa (decorrente de ambiente de formação mais oxidante) do que a criolita disseminada. Da criolita precoce para a tardia ocorre empobrecimento em Y e ETR_{total} e aumento na razão ETRL/ETRP.

O estudo de inclusões fluidas na criolita do DCM possibilitou verificar que as temperaturas de homogeneização variam, em geral, entre 100°C e 400°C, têm forte tendência vertical na Zona Criolítica Zero (a mais próxima à superfície) correspondendo a um resfriamento de 400°C a 100°C. As variações refletem alterações nas condições físico-químicas do fluido e não processos posteriores. Dois grupos de salinidade estão presentes, um em torno de 5% peso eq. NaCl (criolita não maclada e recristalização na criolita maclada) e outro acima de 10% peso eq. NaCl (criolita maclada). Os resultados na criolita são corroborados pelos resultados obtidos no quartzo e na fluorita do DCM e nos minerais hidrotermais estudados na encaixante, nos quais os dois grupos de salinidade também são observados. A associação de inclusões fluidas, com ampla variação de salinidade e temperatura de homogeneização, e com ausência de CO₂ é característica de eventos pós-magmáticos.

A Y-gagarinita (Na_{0,24}Ca_{0,58}Y_{1,01}ETR_{0,39}F_{5,81}) está associada às porções inferiores do DCM, é relativamente rica em ETRP e possui texturas de exsolução com padrões variados (FIG. 12H, I). A fase exsolvida (fluocerita) tem composição (Ce_{0,53-0,66}La_{0,09-0,26}Nd_{0,08-0,26}Sm_{0,01-0,04}Eu_{0,01}Y_{0-0,03}F_{3,3-4,14}). A exsolução é decorrente do resfriamento que exsolveu apenas os ETR de raio iônico maior do que o do Sm, a gagarinita hospedeira manteve os conteúdos de Y, ETRP e Na, formando uma estrutura com menos vacâncias e melhor balanço de cargas. A formação da gagarinita inicial e a exsolução para formação de fluocerita foram anteriores à formação do DCM.

A mineralização de Nb e Ta disseminada no AGN no entorno do DCM foi fortemente afetada pelos fluidos formadores do depósito. Foi possível verificar a existência de

U-Pb-pirocloro magmático (FIG. 11G), que foi afetado por um processo de columbitização (FIG. 11.I, L), que é caracterizado, num estágio inicial, pela perda de Pb e enriquecimento em U e Nb, formando, sucessivamente, Pb-U-pirocloro e o U-pirocloro. O aumento na vacância do sítio A do pirocloro resultou em sua desestabilização com a formação de columbita (FIG. 11J), que tem assinaturas geoquímicas de Sn e U herdadas do pirocloro. No pirocloro, paralelamente ao empobrecimento em Pb, ocorreu enriquecimento em Ca, F, Ce e Sn e empobrecimento em Fe. Na zona de transição entre o AGN e o AGB ocorrem inversões na evolução, relacionadas à diminuição da atividade de F no fluido responsável pela columbitização. A distribuição do pirocloro e columbita mostra que a columbitização foi promovida pelo mesmo fluido responsável pela formação do DCM ao qual se atribui algumas das diferenças entre as paragêneses do AGN e AGB.

3 METODOLOGIA

Esse capítulo aborda uma sucinta descrição dos materiais e métodos empregados na construção da dissertação.

3.1 Levantamento bibliográfico

O levantamento bibliográfico consiste em uma etapa inicial e constante durante o processo de elaboração da dissertação. Os antigos estudos da área em questão, ou os mais recentes trabalhos do próprio grupo em que este trabalho se insere foram constantemente consultados para o enriquecimento dos conteúdos discutidos. Foram utilizados além de relatórios regionais de órgãos governamentais e os fornecidos pela empresa mineradora, teses, dissertações e artigos, constando todos no final no capítulo 6.

3.2 Etapa de campo

A etapa de campo consistiu na coleta de amostras de rocha do granito Madeira. Foram coletadas 30 amostras georreferenciadas e selecionadas para análises químicas de praticamente toda a tabela periódica nos laboratórios da empresa “*Activation Laboratories Ltd*”, Ontário, Canadá. A localização aproximada das amostras utilizadas para as comparações químicas e para o cálculo do balanço de massa está ilustrada na Figura 27.

3.3 Petrografia

A análise das amostras através da lupa binocular e do microscópio óptico permitiu identificar alguns minerais e suas texturas que explicam alguns dos resultados obtidos durante os balanços químicos comparativos efetuados.

3.4 Difractometria de raios X

As identificação das diferentes paragêneses também foram baseadas em análises por difração de raios X, utilizando um difratômetro de marca *Siemens*, modelo D5000, com radiação $\text{CuK}\alpha$ ($\lambda=1,5409 \text{ \AA}$) e pertencente ao Centro de Pesquisas em Geoquímica da UFRGS. Os dados foram obtidos no intervalo entre 2° e $72^\circ 2\theta$, com passo de $0,02^\circ 2\theta$ por segundo.

3.5 Microscopia Eletrônica de Varredura

A identificação das fases minerais também foi complementada com análises por microscopia eletrônica de varredura (imagens e EDS) foram executadas no Laboratório de Microscopia Eletrônica da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, utilizando um aparelho da marca *JEOL*, modelo *JSM – 5800*, com energia de 20kV, corrente de 25nA e tempo de contagem de 100 segundos por análise. A importância dessa etapa está vinculada à confirmação do pirocloro e columbita preliminarmente identificados por microscopia óptica.

3.6 Litoquímica

Amostras representativas das fácies e subfácies foram selecionadas para as análises químicas de rocha total, que foram realizadas nos laboratórios da empresa “*Activation Laboratories Ltd*”, Ontário, Canadá. A abertura das amostras, para determinação da maior parte dos elementos, foi feita por fusão e a detecção através de “*Inductively Coupled Plasma - Mass Spectrometry*” (ICP-MS). O Nb e o Sn foram determinados com uso de pastilha prensada e detecção por fluorescência de raios X (FRX). O F foi determinado com abertura por fusão com detecção por Eletrodo de Íon Seletivo. Limites de detecção: óxidos, elementos maiores e F (0,01%); Sn e Pb (5,0 $\mu\text{g/g}$); Zr (4,0 $\mu\text{g/g}$); Zn e Ba (3,0 $\mu\text{g/g}$); Sr (2,0 $\mu\text{g/g}$); Rb, Nb, Be e Ga (1,0 $\mu\text{g/g}$); Y, W, Ge e Ag (0,5 $\mu\text{g/g}$); Sb (0,2 $\mu\text{g/g}$); Hf, Bi, In e Cs (0,1 $\mu\text{g/g}$); Th, Tl, La, Ce e Nd (0,05 $\mu\text{g/g}$); Ta, U, Pr, Sm, Ga, Tb, Dy, Ho, Er e Yb (0,01 $\mu\text{g/g}$); Eu e Tm (0,005 $\mu\text{g/g}$); Lu (0,002 $\mu\text{g/g}$).

3.7 Balanço de Massa

Gresens (1967) propôs uma quantificação dos ganhos e perdas relativas em termos de análises químicas e densidades específicas entre rochas ou minerais inalterados e rochas ou minerais que sofreram metassomatismo. Para efetuar os cálculos é necessário escolher previamente um valor de referência que é invariante entre os pares escolhidos. Esse valor pode ser algum componente químico que não sofra grande modificação (acréscimo ou perda) ou a própria densidade específica.

As fórmulas para a comparação são:

$$aA + \downarrow(x)\uparrow \rightarrow bB \quad (1)$$

$$A = C_1^A + C_2^A = 1 \quad (2)$$

$$B = C_1^B + C_2^B = 1 \quad (3)$$

$$x = x_1 + x_2 \quad (4)$$

Aonde:

A = rocha “sã”;

B = rocha alterada;

a e b = quantidade em gramas de cada rocha;

C_n^Z = fração em peso do componente n na rocha Z.

x = quantidade total em gramas de material perdido ou ganho.

O fator de volume é descrito como f_V e representa a quantidade de volume sólido que tem que ser multiplicada no lado esquerdo da equação para que ela atinja a quantidade de volume ocupado pelos sólidos do lado direito. Quando o $f_V = 1$, não há variação de volume. Quando o $f_V > 1$ o processo envolve um acréscimo de volume, e quando $f_V < 1$ ocorre a perda de volume. As densidades específicas das rochas “A” e “B” são designadas por g_A e g_B respectivamente. Então são obtidas as seguintes equações:

$$f_V V_A = V_B \quad (5a)$$

$$f_V (a/g_A) = (b/g_B) \quad (5b)$$

$$a = 1/f_V (g_A/g_B) b \quad (5c)$$

$$b = 1/ f_v (gB/gA) a \quad (5d)$$

$$b(C_1^B) - a(C_1^A) = x_1 \quad (6)$$

$$b(C_2^B) - a(C_2^A) = x_2 \quad (7)$$

Combinando as equações 6 e 7 com a equação 5d tem-se:

$$a[f_v(gB/gA) C_1^B - C_1^A] = x_1 \quad (8)$$

$$a[f_v(gB/gA) C_2^B - C_2^A] = x_2 \quad (9)$$

Para “a” pode-se atribuir um valor arbitrário que por conveniência opta-se por $a = 100g$, pois a análise química totaliza 100% de peso. Assim as equações 8 e 9 tornam-se:

$$100[f_v(gB/gA) C_1^B - C_1^A] = x_1 \quad (10)$$

$$100[f_v(gB/gA) C_2^B - C_2^A] = x_2 \quad (11)$$

Desta forma o problema é reduzido em duas equações com três variáveis: f_v , x_1 e x_2 . Para solucionar o problema é necessário assumir que não ocorra variações de volume ($f_v = 1$), ou então que algum componente seja imóvel ($x_1 = 0$ por exemplo). Assim, é possível observar as perdas e ganhos relativos ao componente 2. Quando existem “n” componentes o procedimento é o mesmo com equação geral disposta abaixo:

$$100[f_v(gB/gA) C_n^B - C_n^A] = x_n \quad (12)$$

Concluindo os cálculos os resultados obtidos podem ser expressos na forma de gráficos ou tabelas.

Grant (1986) propôs um rearranjo linear entre a concentração do componente são e alterado a partir do método de Gresens, sugerindo uma solução gráfica simples chamada “Método da Isócona”. Esse método origina-se da equação básica de Gresens:

$$C_i^A = M^O/M^A (C_i^O + \Delta C_i)$$

Aonde M^O é a massa antes da alteração/metassomatismo e M^A a massa posterior. Nota-se que se $M^O = 1g$, C é g/g e se $M^O = 100g$, C é em % de peso.

Para cada componente existe uma equação em que (M^O/M^A) é constante. Se for possível identificar os componentes imóveis para cada $\Delta C_i = 0$, é possível obter essa razão resolvendo uma série de equações:

$$C_i^A = (M^O/M^A) C_i^O, \text{ aonde}$$

C_i^A é a concentração da amostra alterada;

C_i^O é a concentração da amostra original;

M^O é a massa da amostra original;

M^A é a massa da amostra alterada.

Esta equação é prontamente resolvida plotando os dados analíticos de C_i^A contra C_i^O . Os componentes imóveis irão gerar uma reta (M^O/M^A) inclinada através da origem que é a razão fundamental das massas equivalentes antes e depois da alteração. Essa reta para qual $\Delta C_i = 0$ pode ser chamada de “Isócona”, que é “uma linha que une pontos de mesma concentração geoquímica” (GARY *et al.*, 1974, p.374 *apud* GRANT, 1986). A reta que melhor se ajusta é avaliada pela série de pontos plotados. A equação para a determinação da Isócona é:

$$CA = (M^O/M^A) C^O$$

Observação: a determinação das densidades aparentes de algumas amostras previamente selecionadas foi feita com o uso da técnica da balança hidrostática (razão entre o peso da amostra no ar e dentro d’água) realizada no Laboratório de Geoquímica do Centro de Pesquisas em Geoquímica da UFRGS.

3.8 Softwares

A realização de cálculos e gráficos foi feita com o suporte de alguns programas computacionais que são descritos a seguir. O software *Microsoft® Office Excel* 2003 e 2007 foi utilizado para:

- Efetuar os cálculos das médias das análises químicas e construção dos gráficos;

- Calcular o balanço de massa pelo método de Gresens e de Grant;
- Realizar as correlações estatísticas entre os elementos analisados.

Para a edição final dos gráficos foi utilizado o software *Adobe® Illustrator®*

CS3.

4 RESULTADOS ANALÍTICOS E DISCUSSÕES

4.1 Petrografia

Neste capítulo são apresentadas as descrições mineralógicas e texturais das amostras do AGB efetuadas ao microscópio óptico de luz transmitida e ao microscópio eletrônico de varredura (MEV).

Macroscopicamente o AGB é uma rocha de tonalidade marrom-avermelhada a castanho-avermelhada, holocristalina, inequigranular, geralmente porfirítica contendo uma matriz fanerítica média a fina composta essencialmente por feldspato potássico e albita.

Microscopicamente o AGB é caracterizado por possuir textura porfirítica, com fenocristais de quartzo envolvidos por uma matriz composta predominantemente por albita, feldspato potássico, micas, zircão, fluorita, cassiterita e opacos. Os óxidos de ferro preenchem clivagens, fraturas e por toda e têm distribuição constante por toda a superfície das amostras, conferindo um aspecto avermelhado característico. A utilização do MEV permitiu identificar diferentes minerais, especialmente o pirocloro e a columbita.

Um aspecto textural, também observado por Costi (2000), é a presença de sobrecrescimentos de quartzo nos limites dos grãos, que tendem a invadir e substituir as fases minerais adjacentes ou inclusas. A reabsorção parcial de albita em contato com o quartzo e a dissolução de fases primárias gera cavidades que estão, em geral, preenchidas por quartzo secundário, albita e clorita.

4.1.1 *Quartzo (SiO₂)*

O quartzo ocorre como fenocristais anédricos com dimensões variadas, entre 3 a 4mm (FIG. 13A) e forma textura poiquilítica, englobando principalmente cristais de albita e micas. Geralmente Seus grãos geralmente apresentam fraca extinção ondulante e algumas feições de recuperação, como a formação de subgrãos.

O quartzo também ocorre na matriz como cristais menores, subédricos e recristalizados apresentando aspecto em mosaico e contatos difusos entre eles.

4.1.2 Albita ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$)

Os cristais de albita são predominantemente subédricos com dimensões variadas, geralmente em forma de ripas com comprimento inferior a 0,5mm. As maclas polissintéticas muitas vezes não são bem definidas e raramente apresentam macla em chama (FIG. 13B).

Costi (2000) observou indivíduos com macla polissintética em padrões complexos, principalmente em estilo *chessboard* (SMITH, 1974; SMITH & BROWN, 1988), cuja formação é atribuída a processos de substituição subsolidus do feldspato potássico (SMITH, 1974). Esse tipo de macla também foi observado nas amostras analisadas.

As micas e feldspatos freqüentemente estão alterados para argilominerais e seus contatos são nítidos, exceto quando em contato com o quartzo, onde são muito irregulares por causa da reabsorção parcial da albita e sobrecrescimento do quartzo.

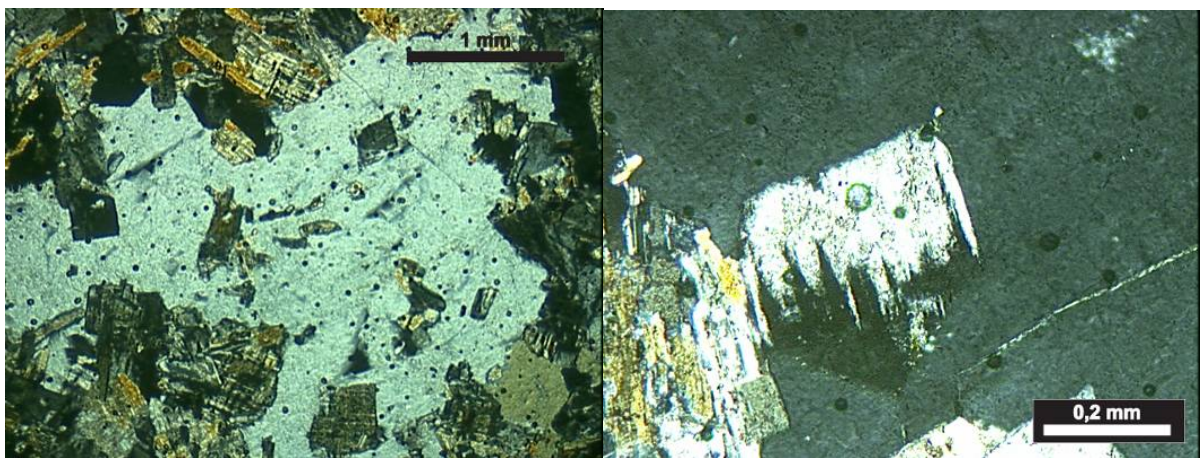


Figura 13 - a) Fotomicrografia de quartzo anédrico com textura poiquilítica a luz polarizada; b) Albita apresentando macla em chama (luz polarizada).

4.1.3 Feldspato Potássico (KAlSi_3O_8)

O feldspato potássico é uma fase importante onde se verifica combinações albita-periclina além de micropertitas. Os grãos são tabulares subédricos, com uma dimensão média em torno de 0,5mm. Seus grãos comumente possuem alteração superficial para argilominerais e substituição parcial para micas brancas.

4.1.4 Zircão ($ZrSiO_4 \cdot nH_2O$)

O zircão é uma fase percentualmente importante. Está presente em todas as amostras em quantidades em torno de 1 a 3 %, o que determina o elevado conteúdo de Zr nas análises químicas de rocha total.

Os cristais de zircão possuem dimensões da ordem de 0,3 a até 2mm, com hábito prismático subédrico a euédrico, sendo comum transformações por fenômenos de metamictização (FIG. 14).

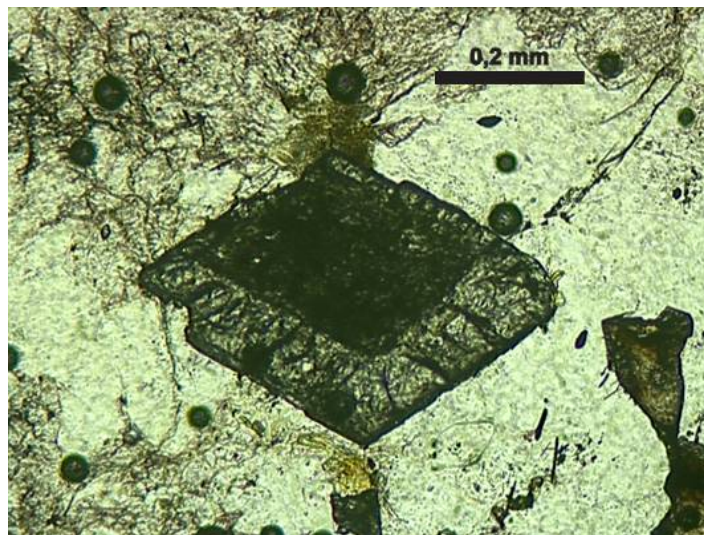


Figura 14- Fotomicrografia de zircão metamítico (luz natural).

4.1.5 Polilitionita ($KLi_2AlSi_4O_{10}(F,OH)_2$)

As micas litíferas com campos próximos ao extremo da polilitionita são pouco citadas na literatura por terem ocorrência restrita a pegmatitos de suítes anorogênicas alcalinas e peralcalinas e são volumetricamente subordinadas em relação aos demais tipos de suítes pegmatíticas (CERNY & BURT, 1984). A polilitionita ocorre de forma anédrica a subédrica, com tamanhos bem variados, desde pequenos grãos preenchendo interstícios até grandes palhetas (FIG. 15) com até 3mm envolvendo grãos de feldspatos. Em luz natural apresenta um pleocroísmo que varia de incolor a azul claro e tem as clivagens preenchidas por óxido de ferro, provavelmente hematita.

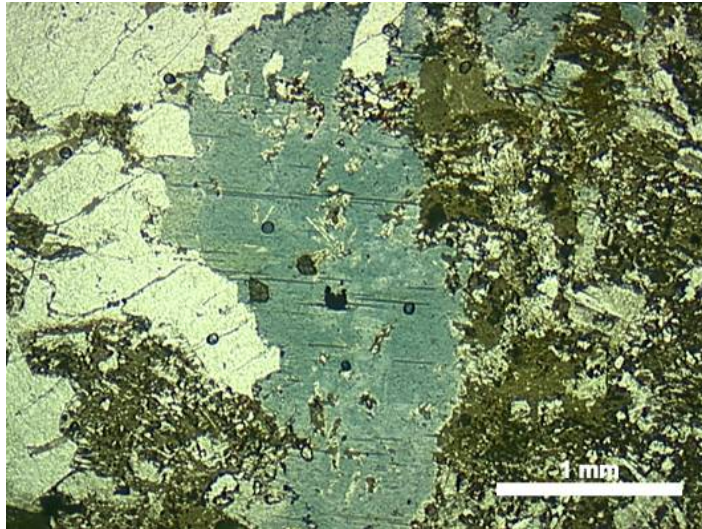


Figura 15 - Polilitionita a luz natural.

4.1.6 Biotita ($K(Mg, Fe^{+2})_3[AlSi_3O_{10}(OH, F)]_2$)

A biotita é uma fase rara, geralmente anédrica e, em geral, alterada para clorita. Como a polilitionita, apresenta dimensões variadas e geralmente ocorre como pequenas palhetas na matriz fortemente oxidada.

4.1.7 Cassiterita (SnO_2)

A cassiterita ocorre com hábito granular subédrico, com grãos de dimensões com até 0,3mm e disseminados na matriz. Em luz natural possui uma cor que varia de marrom-avermelhada a vermelho-amarelada escura (FIG. 16). Observa-se que é comum a associação da cassiterita com zircão, opacos e pirocloro, sendo que também preenche interstícios formados pela dissolução de fases primárias.

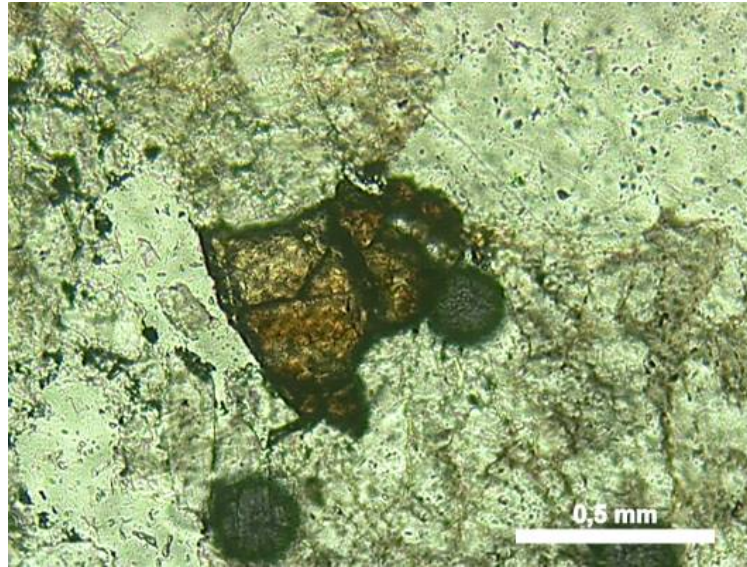


Figura 16 – cassiterita a luz natural.

4.1.8 Clorita $((Mg,Al,Fe)_{12}[(Si,Al)_8O_{20}](OH_{16}))$

A clorita ocorre de forma dispersa, como agregados com cor verde-escura, em geral associada com minerais opacos microgranulares (FIG. 17). Observa-se que a formação da clorita deve-se especialmente ao processo de alteração de biotita e no preenchimento de espaços produzidos por dissolução de fases precoces.

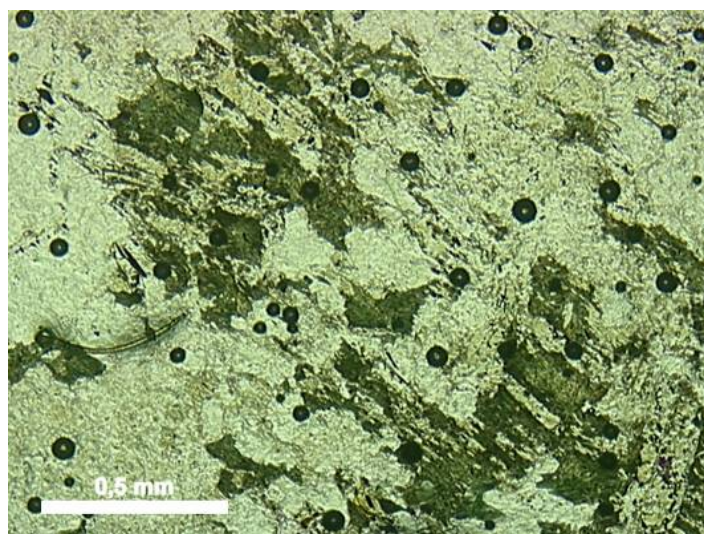


Figura 17 - Agregado de clorita a luz natural.

4.1.9 Fluorita (CaF_2)

A fluorita ocorre em todas as amostras investigadas, possui ao microscópio uma marcante cor lilás. Sua presença é predominantemente ao longo de veios (FIG. 18), preenchendo principalmente fraturas e clivagens, principalmente de micas. Segundo Costi (2000), a fluorita é formada a partir da mica rica em ferro, com a substituição iniciando-se ao longo dos planos de clivagem e progredindo até a completa desestabilização do cristal primário, que, no estágio final, é transformado em um agregado composto por fluorita, clorita e opacos.

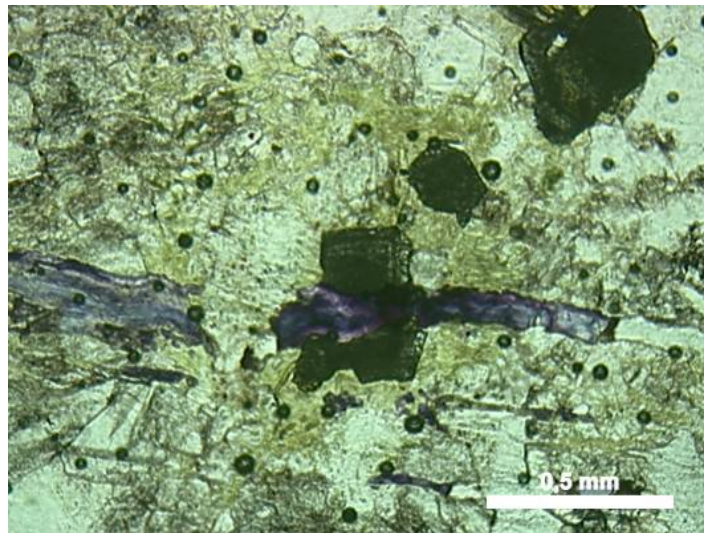


Figura 18 - Veio de fluorita cortando grão de zircão a luz natural.

4.1.10 Minerais Opacos

Os minerais opacos são representados essencialmente pela galena, pirita, e por óxidos de ferro.

A galena e a pirita possuem um hábito granular anédrico na maioria dos casos, contrastando com a presença de grãos euédricos.

Os óxidos de ferro ocorrem com hábitos variados, desde lamelares até aciculares, formando, nesses casos, feixes ou leques (FIG. 19) e como agregados granulares finos.

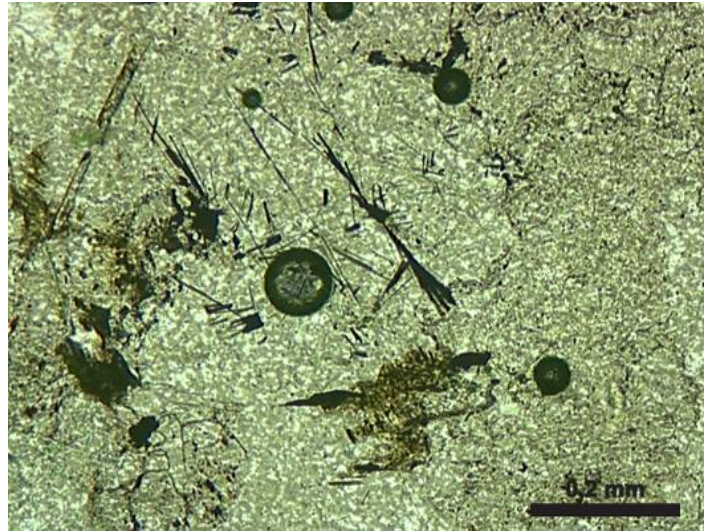


Figura 19 - Leques de hematita a luz natural.

4.1.11 Pirocloro e columbita

O pirocloro (FIG. 20A) ocorre como cristais pequenos (micrométricos) e possui coloração marrom, amarelo ou caramelo. Seus grãos são subédricos ou anédricos e ocorrem principalmente no interstício de grãos de albita ou de minerais acessórios. A columbita (FIG. 20B) é decorrente da alteração do pirocloro devido a perda de U e Pb em função de processos hidrotermais tardios. A columbita cresce sobre os grãos de pirocloro (pseudomorfose) e o cristal fica isótropo ao microscópio óptico. É comum a existência de grãos parcialmente columbitizados.

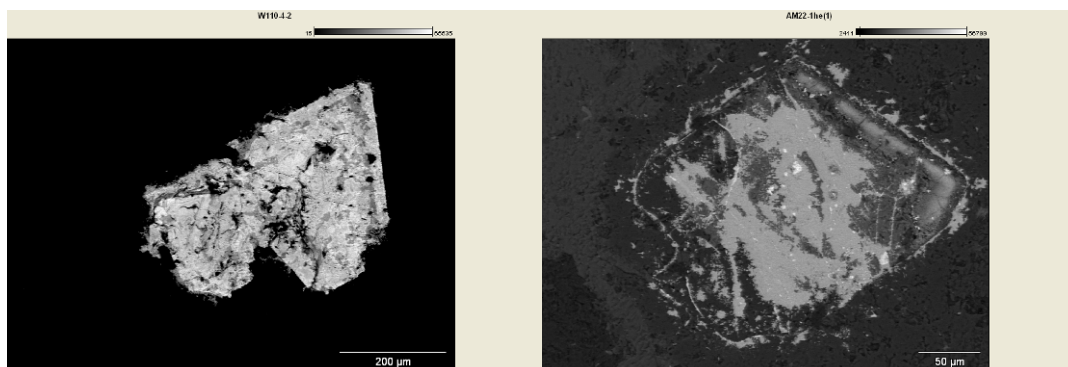


Figura 20 - a) Pirocloro; b) Columbita. Imagens de MEV.

4.2 Análise Modal

A análise modal foi feita com base na estimativa visual em diferentes porções de lâminas petrográficas. A média dos resultados obtidos são apresentadas na Tabela 1 a seguir:

Tabela 1 - Análise modal do AGB.

AMOSTRA	Qz	Ab	Kf	Plt	Bt	Clt	Zr	Flt	Cs+Op	Ox
Am2	37	18	10	5	3	2	3	1	5	15
Am3	40	20	15	5	4	5	3	tr	4	3
Am5	40	26	18	2	1	1	2	2	5	1
Am6	44	25	22	1	0	1	2	tr	3	2
Am7	35	25	15	3	2	4	3	3	4	2
Am8	39	30	18	1	1	2	1	1	3	1
Am9	40	36	14	tr	0	1	3	tr	3	2
Am18	35	33	12	3	2	3	1	2	3	3
Am19	36	38	19	2	0	1	2	tr	1	1
Am20	42	29	18	2	1	2	1	tr	2	2
Am21	35	35	15	3	0	tr	3	1	4	2
Am25	35	40	17	1	tr	2	3	0	1	1
Am27	39	40	11	3	tr	1	1	tr	2	2
Am28	35	30	19	1	1	2	1	1	4	4
Am29	41	34	11	2	1	1	2	0	4	2
Am30	40	38	14	1	tr	tr	1	tr	1	4
Am31	42	29	18	2	0	0	3	tr	4	2
Am32	33	45	13	1	1	5	tr	tr	1	1
Média	38.22	31.72	15.5	2.235	1.133	2.063	2.059	1.222	3	2.778

Qz: quartzo, Ab: albita, Kf: K-feldspato, Plt: polilitionita, Bt: biotita, Clt: clorita, Zr: zircão, Flt: fluorita, Cs+Op: cassiterita + opacos, Ox: óxidos, Tr: traço.

4.3 Litoquímica

Os resultados das análises químicas de rocha total foram trabalhados de duas formas diferentes. Primeiramente foi feita uma comparação direta das médias de todas as amostras analisadas (TAB. 2) do AGB com as do AGN, que foram normalizadas pela média

do BG. O BG foi admitido como uma sendo uma fácies precoce no processo de formação do granito Madeira. Com a finalidade de melhor ilustrar os resultados obtidos, os elementos químicos foram separados em três grupos.

A primeira tentativa de organização dos elementos seguiu a classificação convencional conforme suas afinidades (litófilos, calcófilos, HFSE). Entretanto, as apresentações dos diagramas obtidos ficaram muito prejudicadas em sua visualização. Assim, optou-se por uma organização baseada nas abundâncias dos elementos: Grupo 1: óxidos de elementos com teores percentuais, mais o flúor, enxofre e perda ao fogo; Grupo 2: elementos menores e traços, com teores em ppm; e Grupo 3: os elementos terras raras, também com teores em ppm. Posteriormente, amostras representativas destas fácies foram selecionadas para o estudo do balanço de massa.

Em uma primeira análise, os elementos do Grupo 1 (FIG. 21) possuem conteúdos muito parecidos quando comparamos as subfácies de núcleo e borda do albita granito. A principal diferença está no enriquecimento de Na e F do AGN. Grande parte da diferença corresponde à presença de criolita nesta subfácies até então não encontrada no AGB. Óxidos, como o Ca_2O , MgO , TiO_2 , e também o S, apesar de enriquecidos no AGB, não apresentam grande significado por existirem em pequenas quantidades nas duas subfácies. Com relação ao BG, o albita granito é consideravelmente distinto, apresentando maiores concentrações de Fe_2O_3 , P_2O_5 , MnO , S e na perda ao fogo. Os maiores teores de Fe refletem não a apenas a presença deste elemento nos minerais formadores de rocha, mas também em minerais como o pirocloro, columbita e, até mesmo feldspatos (frequentemente com película de oxidação). A maior parte do Mn parece estar contida na manganocolumbita, conforme descrições de Minuzzi *et al.* (2006). A maior quantidade de MgO , CaO , K_2O e TiO_2 do BG, em relação ao albita granito, é decorrente da presença de maiores teores modais de feldspato potássico perítico (entre 55 e 60%) e de biotita (até 5%).

Tabela 2 – Médias das diferentes fácies analisadas.

	AGN	AGB	BG	DCM
N.amostras	11	10	2	5
SiO2	70,33	76,29	74,96	3,18
Al2O3	12,63	10,93	13,00	23,68
Fe2O3	2,24	2,27	0,86	0,06
MgO	0,02	0,04	0,07	0,01
CaO	0,15	0,35	0,75	0,06
Na2O	5,67	3,14	3,99	45,78
K2O	4,17	4,38	5,21	0,17
TiO2	0,03	0,04	0,14	0,01
P2O5	0,02	0,02	0,02	0,01
MnO	0,05	0,03	0,02	0,01
P. FOGO	2,04	1,09	0,90	6,96
S-total	0,02	0,14	0,01	0,08
F	1,75	0,23	0,42	6,14
B	17,18	10,00	10,00	10,00
Li	818,98	122,24	79,40	201,28
Ba	19,92	46,30	232,90	3,90
Be	50,09	12,60	63,50	7,00
Co	0,50	0,50	0,70	0,50
Cs	133,91	8,38	13,10	1,22
Ga	64,06	56,53	21,90	1,46
Hf	500,40	401,96	8,10	4,12
Nb	1553,99	1411,03	31,20	29,50
Rb	6268,75	2086,15	689,95	88,26
Sn	1749,36	1144,10	11,50	170,60
Sr	16,10	4,44	30,85	73,36
Ta	167,35	148,69	5,00	1,84
Th	731,75	914,97	67,00	9,94
U	294,07	379,93	31,45	5,00
W	8,40	22,93	7,60	4,76
Zr	6336,85	5928,95	182,45	69,78
Y	1342,13	311,20	84,40	18,70
Mo	0,12	23,82	3,05	0,84
Cu	2,76	11,20	5,40	5,94
Pb	830,68	1458,72	42,90	2208,06
Zn	863,36	1418,20	34,00	335,00
Ni	0,17	0,13	0,20	0,28
Cd	0,77	8,04	0,10	1,18
Sb	2,23	0,12	0,10	0,20
Bi	15,68	11,45	0,10	36,22
Ag	0,10	1,68	0,10	0,18
Au	0,50	5,44	4,70	11,24
Tl	4,87	0,37	0,40	0,16
Se	2,96	2,56	0,60	0,52
Ge	10,27	5,56	1,90	0,48
In	3,34	2,89	0,29	0,48
La	356,81	186,68	68,85	1,28
Ce	737,73	161,03	145,55	2,54
Pr	123,91	68,31	15,90	0,37
Nd	381,85	222,87	54,20	1,28
Sm	145,56	63,07	9,20	0,58
Eu	5,03	2,05	0,49	0,05
Gd	146,45	43,67	8,12	0,77
Tb	61,35	16,35	1,74	0,36
Dy	345,09	99,36	10,02	2,78
Ho	59,57	19,36	2,39	0,76
Er	172,02	64,42	8,39	3,05
Tm	27,72	11,63	1,61	0,63
Yb	179,45	85,31	12,54	4,61
Lu	21,58	11,30	1,92	0,67

Óxidos, PF, F e S (%), Ge e Au em ppb, demais elementos ppm

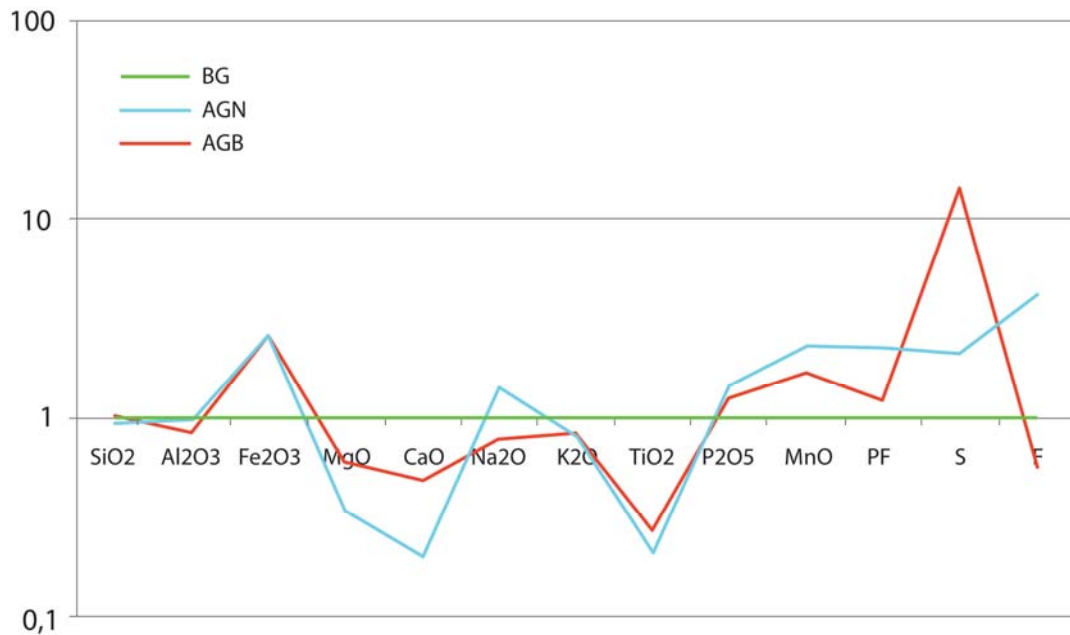


Figura 21 – Distribuição dos elementos do Grupo 1 normalizados pelo biotita-feldspato alcalino granito (BG).

O comportamento do Grupo 2 (FIG. 22) evidencia um enriquecimento do albita granito na grande maioria dos elementos em relação ao BG. A exceção significativa é o Ba o que provavelmente relaciona-se à quantidade elevada de feldspato alcalino do BG. Confirmam-se as maiores concentrações de F no BG em relação ao AGB.

O AGB e o AGN apresentam assinaturas geoquímicas relativamente semelhantes para muitos elementos. Mas também ocorrem algumas diferenças muito significativas:

- O AGN apresenta maiores concentrações de F da ordem de 10 vezes superiores ao AGB;
- O AGN tem concentrações de Li, Be e Cs bem maiores do que as do AGB;
- Metais como o Pb, Cu, Zn, Mo, W, Ag e Au ocorrem em maiores concentrações no AGB e são acompanhadas por maiores valores nas concentrações de S.

De fato, minerais como galena, pirita e esfalerita foram observados mais frequentemente no AGB, onde ocorrem não apenas disseminados na rocha, mas também em veios, especialmente no caso da galena.

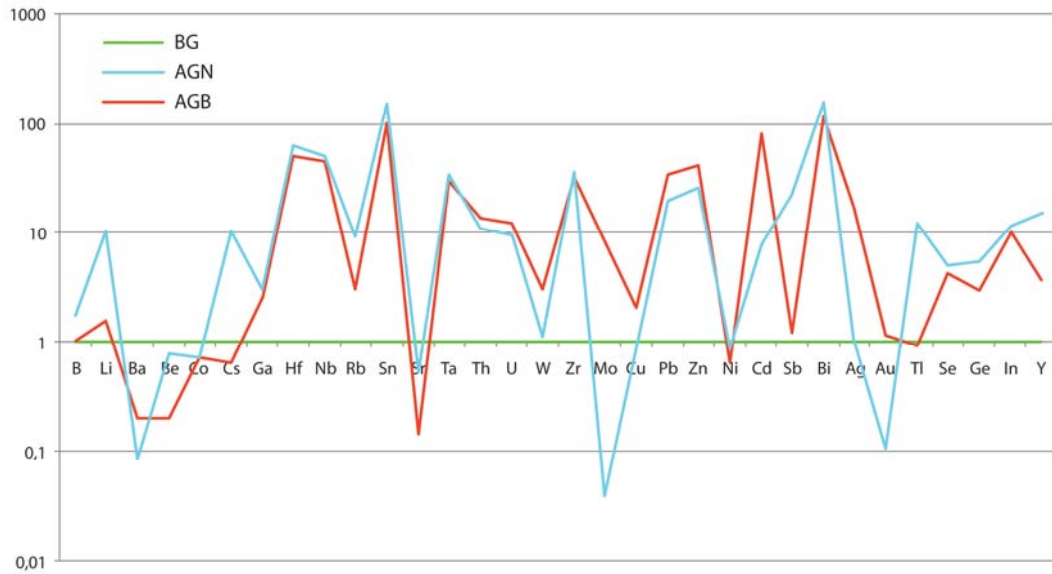


Figura 22 – Distribuição dos elementos do Grupo 2 normalizados pelo biotita-feldspato alcalino granito (BG).

Analisando a Figura 23 referente aos elementos do Grupo 3 (ETR) nota-se que as concentrações destes elementos aumentam do BG para o AGB e deste para o AGN. Uma análise simplista poderia interpretar este dado como decorrente de uma cristalização contínua de um mesmo magma. Contudo, como foi verificado pelo balanço de massa que será abordado adiante, tanto o AGN quanto o AGB possuem heterogeneidades internas de comportamento em relação aos ETR, podendo ter valores até menores que o BG em alguns locais. As concentrações erráticas de ETR estão vinculadas a alguns minerais como a xenotima, torita e subordinadamente ao zircão. A distribuição destas zonas de maiores concentrações deve ser enfoque futuro de estudo, visto que estes elementos têm um importante significado econômico.

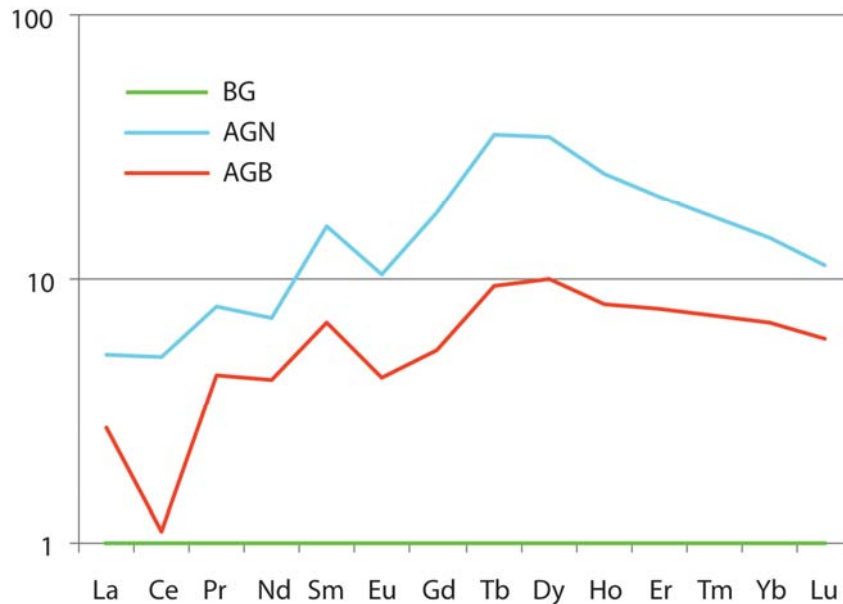


Figura 23 – Distribuição dos elementos do Grupo 3 normalizados pelo biotita-feldspato alcalino granito (BG).

O ΣETRL é maior do que o ΣETRP tanto no AGN ($\Sigma\text{ETRL}/\Sigma\text{ETRP} = 1,72$) quanto no AGB ($\Sigma\text{ETRL}/\Sigma\text{ETRP} = 2,00$), significando um enriquecimento relativo de ETRP no AGN. Observa-se que isto é concordante com os padrões de ETR verificados na xenotima, gagarinita e fluocerita existentes no AGN (PIRES *et al.*, 2006), onde os ETRP são mais expressivos. Esta maior riqueza de ETRP no AGN é compatível com a maior riqueza de F desta subfácies. Por outro lado, considerando uma cristalização do albita granito da borda para o centro do corpo, o líquido mais tardio deveria ser o mais rico em ETRL, pois os ETR de raios iônicos maiores tendem a permanecer mais tempo no magma, sendo enriquecidos em líquidos residuais e incorporados preferencialmente pelos minerais mais tardios.

A maior anomalia negativa de Ce no AGB pode ser decorrente da perda deste elemento durante a alteração e oxidação tardia desta fácies, com a perda de Ce^{4+} , já que o AGN enriquece relativamente em ETRP ou durante o processo de cristalização do albita granito o Ce^{3+} , por ter maior raio que o Ce^{4+} , concentrou no AGN.

4.4 Balanço de Massa

O cálculo do balanço de massa (GRESENS, 1967) foi dividido em três etapas. Na primeira etapa, foram utilizadas as amostras consideradas mais primitivas ou menos diferenciadas de cada fácies. Esse enfoque permitiu quantificar as diferenças químicas discutidas anteriormente em g/kg. Em contrapartida, alguns elementos não mostram resultados semelhantes aos da composição química direta, por esta conter a média de todas as amostras analisadas, inclusive as mineralizadas e/ou alteradas. Na segunda etapa, o AGN e o AGB foram divididos cada um em dois grupos com base nos valores de ETR. Na terceira etapa, foi comparado o par AGN – DCM com o objetivo de estimar variações de volume associadas à formação do Depósito Criolítico Maciço.

4.4.1 Primeira etapa

O “Método da Isócona” sugerido por Grant (1986) é uma extensão do método de Gresens e foi utilizado para determinar o elemento de menor variação geoquímica entre os pares. Para as fácies BG, e subfácies AGB e AGN, o fator de volume 1 foi escolhido como parâmetro para os cálculos, pois observa-se, através do método da Isócona (FIG. 24, 25 e 26), que a linha que melhor se ajusta para os elementos é muito próxima de 1. Isso se deve aos valores de densidades praticamente iguais dos granitos ($BG = 2,62\text{g/cm}^3$; $AGB = 2,66\text{g/cm}^3$; $AGN = 2,67\text{g/cm}^3$). O Si também poderia ter sido utilizado, pois é o elemento em que a Isócona mais se aproxima.

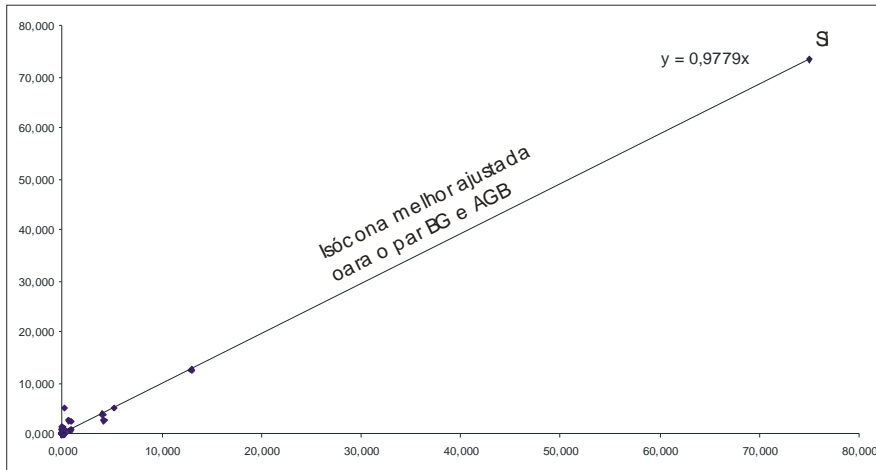


Figura 24 – Isócona melhor ajustada para o par BG – AGB.

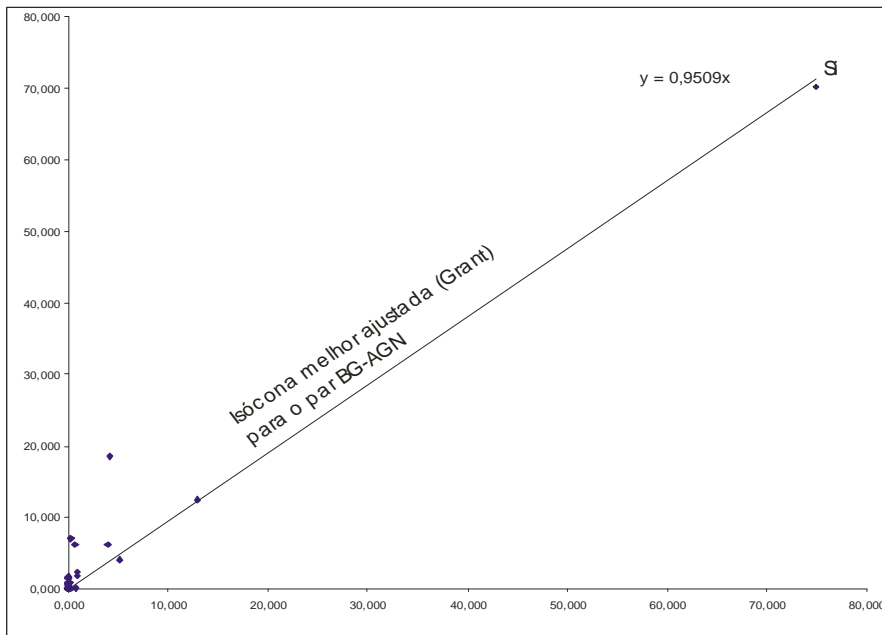


Figura 25 – Isócona melhor ajustada para o par BG – AGN.

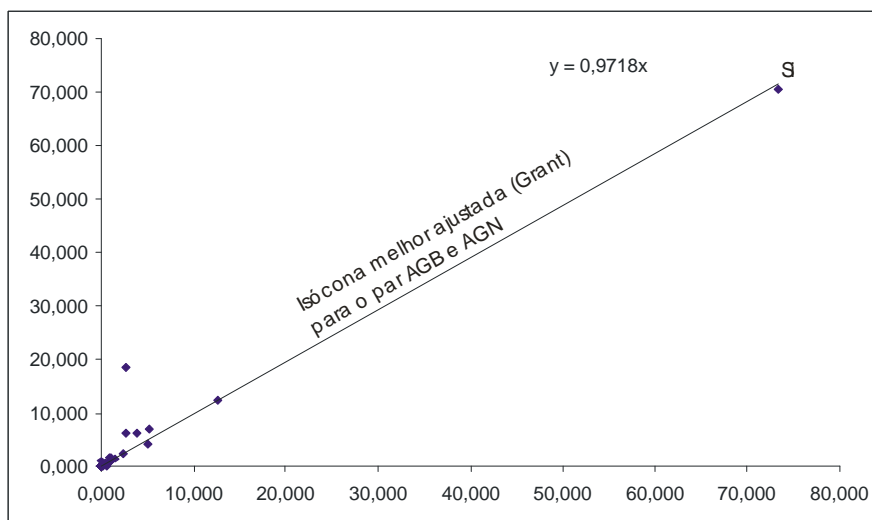


Figura 26 – Isócona melhor ajustada para o par AGB – AGN.

Os resultados deste balanço de massa estão representados em g/Kg na Tabela 3. Os valores negativos significam quanto de g/Kg a fácies precisaria perder para se igualar a fácies em comparação, e os valores positivos indicam quanto de g/Kg a fácies necessitaria ganhar para se igualar a fácies que está sendo comparada. Observa-se que alguns elementos foram suprimidos da tabela por terem conteúdos nulos ou insignificantes.

Tabela 3 – Resultados do balanço de massa pelo método de Gresens (1967).

	BG-AGB	BG-AGN	AGN-AGB
	FV=1,0	FV=1,0	FV=1,0
	g/Kg de BG	g/Kg de BG	g/Kg de AGN
SiO ₂	-4,9	-33,2	27,9
Al ₂ O ₃	-1,873	-3,677	1,777
Fe ₂ O ₃	15,6	16,0	-0,374
MgO	-0,102	-0,548	0,440
CaO	-2,17	-6,46	4,22
Na ₂ O	-0,975	23,28	-23,89
K ₂ O	-0,687	-10,14	9,31
TiO ₂	-0,964	-1,059	0,093
P ₂ O ₅	-0,008	0,097	-0,104
MnO	0,206	0,324	-0,116
P. FOG0	0,137	9,49	-9,21
S-total	0,976	0,147	0,816
F	-1,390	14,72	-15,87
Li	-0,065	0,845	-0,897
Ba	-0,198	-0,226	0,027
Be	-0,048	0,001	-0,048
Cs	-0,002	0,100	-0,101
Ga	0,045	0,041	0,003
Hf	0,399	0,558	-0,156
Nb	1,388	1,587	-0,196
Rb	2,049	5,592	-3,489
Sn	0,996	1,737	-0,729
Sr	-0,026	-0,019	-0,007
Ta	0,153	0,169	-0,017
Th	0,928	0,866	0,061
U	0,262	0,267	-0,004
W	0,013	0,002	0,011
Zr	5,059	6,973	-1,886
Y	0,110	0,111	-0,001
Mo	-0,002	-0,003	0,001
Cu	0,004	-0,003	0,007
Pb	0,831	0,612	0,216
Zn	0,786	0,862	-0,075
Cd	0,002	0,001	0,001
Sb	0,000	0,002	-0,002
Bi	0,008	0,016	-0,008
Tl	0,000	0,004	-0,004
La	-0,046	-0,051	0,005
Ce	-0,061	-0,074	0,012
Pr	-0,005	-0,007	0,002
Nd	-0,023	-0,029	0,005
Sm	0,003	0,003	-0,000
Eu	0,000	0,000	-0,000
Gd	0,006	0,006	-0,001
Tb	0,005	0,007	-0,001
Dy	0,042	0,056	-0,014
Ho	0,010	0,014	-0,004
Er	0,036	0,058	-0,022
Tm	0,007	0,012	-0,005
Yb	0,049	0,093	-0,043
Lu	0,007	0,012	-0,006

Na Tabela 3, na coluna da esquerda, são apresentadas as diferenças entre o BG e o AGB. Estas diferenças podem ser analisadas sob duas óticas distintas. A primeira é a de uma comparação entre duas rochas magmáticas formadas sucessivamente pela cristalização do magma. A segunda, que remete às primeiras interpretações sobre o albita granito (HORBE *et al.*, 1991), seria a de admitir que esta rocha se formou por processo de albitização de uma rocha pré-existente, no caso, o próprio BG. A primeira interpretação implicaria numa evolução magmática marcada por, entre outros aspectos, a perda de elementos como o Si, Na, F e Li, o que representa exatamente o contrário do esperado na cristalização de um magma. Além disso, a perda de F na passagem BG para AGB inviabiliza a hipótese de Costi (2000) de que um extremo enriquecimento em F poderia inverter o *trend* de cristalização do magma. Considerando a segunda possibilidade (albitização), constata-se a inaplicabilidade deste processo para explicar a formação do AGB, pois uma albitização afetando o BG estaria formando uma rocha (AGB) com menos Na do que a própria rocha afetada pelo processo.

Na coluna do meio da Tabela 3 são apresentadas as transferências de massa necessárias para uma transformação de BG em AGN. Na verdade, esta é a sucessão (considerando um contexto magmático) proposta no segundo modelo de Costi (2000), uma vez que o autor considera que o AGB foi originalmente uma rocha como o AGN. A aplicação desta hipótese implica admitir que a concentração de F no magma passou de valores da ordem de 2.000ppm no BG para um valor médio de 6,2% no AGN, ou seja, aumentou mais de 30 vezes. Não há dúvida alguma de que tais concentrações de F explicam as características texturais e a evolução da paragênese no AGN, tais como a precocidade dos fenocristais de quartzo, o caráter tardio do zircão (LENHARO, 1998). Estas características resultam do fato do magma já ser rico em F ao se posicionar, sendo importante reafirmar que o próprio Costi não postula uma evolução do BG para o AGN após o posicionamento do magma. Mas admite que, em profundidade, possa ter ocorrido um grande enriquecimento em F no magma. Como pode ser observado na Tabela 3, existem algumas características coerentes com uma evolução por diferenciação magmática. Os enriquecimentos em F e Na e o empobrecimento em Ca seriam exemplos. Entretanto, comparativamente, outras características tão importantes quanto aquelas, como o forte empobrecimento em SiO₂ e o empobrecimento relativo de ETRL em relação aos ETRP, seriam evidências contrárias.

A coluna da direita (TAB. 3) apresenta as transferências de massa necessárias para transformar o AGN em AGB, cabendo lembrar que tal transformação é sustentada por Costi independentemente dos modelos petrogenéticos que o autor propôs para o AGN. Esta transformação implicaria em: importante enriquecimento em Si, K, Ca e, subordinadamente,

Al; grande empobrecimento em Na, F e H₂O (perda ao fogo). Petrograficamente, a maior riqueza do AGB em sílica corresponde claramente a uma maior abundância de cristais de quartzo magmático em relação ao AGN e evidências de alteração potássica ainda não foram descritas. Por outro lado, a presença de Ca na forma de fluorita secundária é uma característica marcante do AGB. Este mineral ocorre mais frequentemente em fraturas, permitindo supor uma origem externa do Ca, o que seria coerente com o modelo de Costi. Entretanto, o F, neste caso, também seria externo e os dados do balanço apontam para um extremo empobrecimento neste elemento, não para um enriquecimento. A idéia de Costi de que o processo de autometassomatismo causou a substituição da criolita por fluorita não condiz com nossas observações petrográficas. Mesmo que toda a criolita disseminada tivesse sido dissolvida ou substituída, alguma criolita deveria ser encontrada em fenocristais de quartzo, como freqüentemente observado no AGN, mas isto não ocorre. Há que se considerar, portanto, que, mesmo que o AGN da borda tenha sido transformado em AGB, sua concentração de F era muito menor do que no AGN não afetado pelo processo. As perdas de Na e de H₂O numa transformação AGN para AGB também são extremamente difíceis de serem explicadas num contexto de alteração.

A idéia de uma transformação do AGN em AGB é ainda menos favorecida se observadas as transferências de massa necessárias relativas aos elementos menos abundantes. No caso dos ETR, teria que ocorrer um enriquecimento nos mais leves, justamente os mais imóveis. Finalmente, mais problemáticos do que os enriquecimentos são as perdas que deveriam ocorrer de elementos, notadamente pelos que correspondem ao minério e potenciais subprodutos, como Sn, Nb, Ta, ETRP, Y e Li, cujas distribuições são bastante bem conhecidas na mina Pitinga. Se um processo de alteração tivesse removido estes elementos da borda do AGN, era de se esperar que se formassem importantes zonas com concentrações maiores destes elementos nos contatos com a encaixante. As concentrações detectadas nos *greisens* aí existentes, apenas um pouco maiores do que aquelas do AGN ou do AGB, não justificam supor nenhuma relação entre um eventual processo de transformação do AGN em AGB e os *greisens*.

Em síntese, os dados obtidos pelo balanço de massa levam a descartar definitivamente a hipótese de albitização do BG para formação do AGN ou do AGB. Eles conduzem também a considerar que o albita granito não se formou a partir da evolução do mesmo magma que formou o BG. Trata-se muito provavelmente de dois magmas diferentes. Por outro lado, o balanço de massa desfavorece muito a hipótese de origem do AGB a partir de uma transformação do AGN por processo de autometassomatismo. Os dados obtidos levam

a propor que as diferenças entre estas duas rochas correspondam a diferenças de caráter magmático. Certamente as duas rochas vinculam-se a um mesmo magma original, mas parece evidente que o magma formador do AGB representa uma fusão um pouco menos evoluída do que a formadora do AGN.

4.4.2 Segunda etapa

Com base nas análises químicas de rocha total, foi possível verificar que o AGN e o AGB têm heterogeneidades que possibilitam separar as amostras de cada uma das subfácies em dois grupos. O AGN foi separado em: grupo A – alto ETR; e grupo B – baixo ETR; (respectivamente $\Sigma\text{ETR} > 1500\text{ppm}$ e $\Sigma\text{ETR} < 1500\text{ppm}$). O cálculo do balanço massa (GRESENS, 1967) foi feito a partir das médias das análises desses grupos. O grupo B, quando comparado ao grupo A, tem ganho relativo de: Fe_2O_3 , Na_2O , F, Li, Hf, Nb, Ta, Th, W, Zr, Zn. Destes, os óxidos e o flúor possuem um enriquecimento muito pequeno em relação aos demais. Em contrapartida, o grupo A é enriquecido em Al_2O_3 , SiO_2 , CaO, Cs, Ga, Rb, Sn, Sr, Pb, Cu e Y, sendo que nos óxidos, no Cu e no Ga o enriquecimento é inexpressivo. Para os demais elementos, a variação é insignificante.

A partir destes resultados, verifica-se uma heterogeneidade das mineralizações do AGN, tendo em vista que alguns elementos do Grupo B como o Na, F, Nb, Ta, também são constituintes de minerais de minério, como a criolita, pirocloro e columbita, enquanto o Grupo A possui elementos como Sn, ETR e Y que também são constituintes de minerais de minério como a cassiterita e a xenotima.

Utilizando o mesmo critério de seleção dos grupos, porém em quantidades ajustadas para o AGB (Grupo A - $\Sigma\text{ETR} > 500\text{ppm}$ e Grupo B - $\Sigma\text{ETR} < 500\text{ppm}$), verifica-se que, diferentemente do AGN, no AGB o Grupo de alto ETR está enriquecido em todos os demais elementos considerados minério (Nb, Ta, Sn e Y). Além destes, o Grupo alto ETR também possui significativo aumento de Hf, Zr, Th, Ba, Zn. As exceções são Rb, Au, Bi, Cd e o Pb, que apresentam valores maiores no grupo de baixo ETR. Os demais valores têm variações insignificantes. Os resultados dos balanços efetuados para os grupos A e B do AGN e do AGB estão listados na Tabela 4. Relembrando que os valores positivos são aqueles que a subfácies da esquerda precisa ganhar para obter o mesmo valor da subfácies da direita.

A visualização das amostras analisadas (FIG. 27) permite destacar uma maior concentração de amostras com ETR alto do AGN (grupo A) na porção NW e central do granito, enquanto as amostras do grupo B concentram-se no setor NE. Para o AGB não foi possível obter alguma relação espacial, contudo seria interessante aumentar os pontos amostrados.

As características acima descritas destacam mais diferenças entre o AGN e o AGB, mas, por outro lado, também são compatíveis com a maior evolução da fusão formadora do AGN.

Tabela 4 – Balanço de massa entre diferentes médias (grupos A e B) da mesma fácies.

	AGB B - AGB A	AGN B - AGN A
	FV=1,0	FV=1,0
	g/Kg de AGB B	g/Kg de AGN B
SiO2	-0,8	0,1
Al2O3	0,2	0,6
Fe2O3	-0,1	-0,5
MgO	0,0	0,0
CaO	0,2	0,1
Na2O	0,2	-1,5
K2O	-0,5	0,2
TiO2	0,0	0,0
P2O5	0,0	0,0
MnO	0,0	0,0
P. FOG0	0,5	0,6
S-total	0,1	0,0
F	0,1	-0,3
	g/ton de AGB B	g/ton de AGN B
B*	10,00	-0,3
Li	6,48	-243,3
Ba	63,38	35,4
Be	16,75	-37,1
Co	0,50	0,0
Cs	10,43	62,0
Ga	67,75	6,1
Hf	435,60	-150,5
Nb	1536,15	-93,8
Rb	2921,85	288,5
Sn	1204,75	93,3
Sr	3,68	11,2
Ta	172,15	-10,3
Th	751,20	-506,5
U	328,43	4,6
W	18,95	-1,8
Zr	5623,10	-1883,6
Mo	1,03	0,0
Cu	6,28	1,3
Pb	956,03	517,7
Zn	554,75	-44,6
Ni	0,15	-0,1
Cd	1,35	0,5
Sb	0,10	0,6
Bi	10,90	-1,1
Ag	1,00	0,0
Au	6,48	0,0
Tl	0,30	0,4
Se	3,70	5,0
Ge	8,55	-0,5
In	2,19	0,3
Y	473,65	3164,1
La	381,08	932,2
Ce	272,68	1834,6
Pr	140,31	317,2
Nd	463,00	981,3
Sm	128,40	366,2
Eu	4,39	13,1
Gd	81,68	363,9
Tb	28,945	146,5
Dy	164,61	770,5
Ho	28,9475	118,9
Er	89,3875	293,0
Tm	15,3825	39,5
Yb	108,8775	209,7
Lu	13,655	20,6

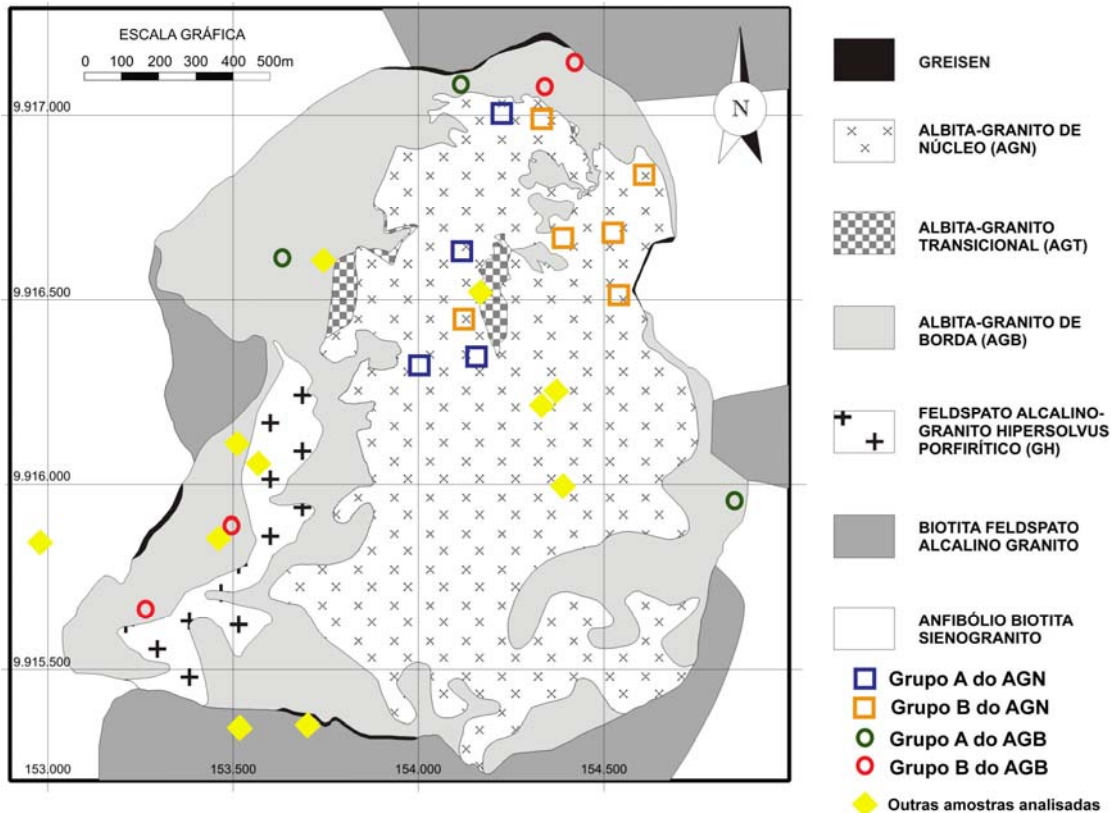


Figura 27 – Mapa do albíta granito com os pontos amostrados em destaque. Fonte: modificado de Minuzzi (2005).

4.4.3 Terceira etapa

Para o balanço de massa entre o par AGN – DCM, a linha Isócona de Grant possui uma inclinação significativa em direção ao eixo x indicando uma intensa expansão de volume na ordem de 24 vezes, pois $y = 0,411x$ (FIG. 28). Adicionalmente, nota-se que esta linha se aproxima do Si, em outras palavras isso significa que este elemento pode ser utilizado como referência para os cálculos pelo método de Gresens (1967), pois é o que apresenta menor variação entre os pares analisados. Efetuando-se então o cálculo pelo método de Gresens, utilizando o silício como elemento invariante, observa-se que uma grande quantidade de elementos seria consumida para que o volume original fosse mantido (FIG. 29). Contudo, utilizando-se um fator de volume = 19 (FIG. 30) esse consumo de elementos é minimizado para valores mais próximos da realidade, tornando grande parte dos teores do DCM semelhantes aos teores do AGN.

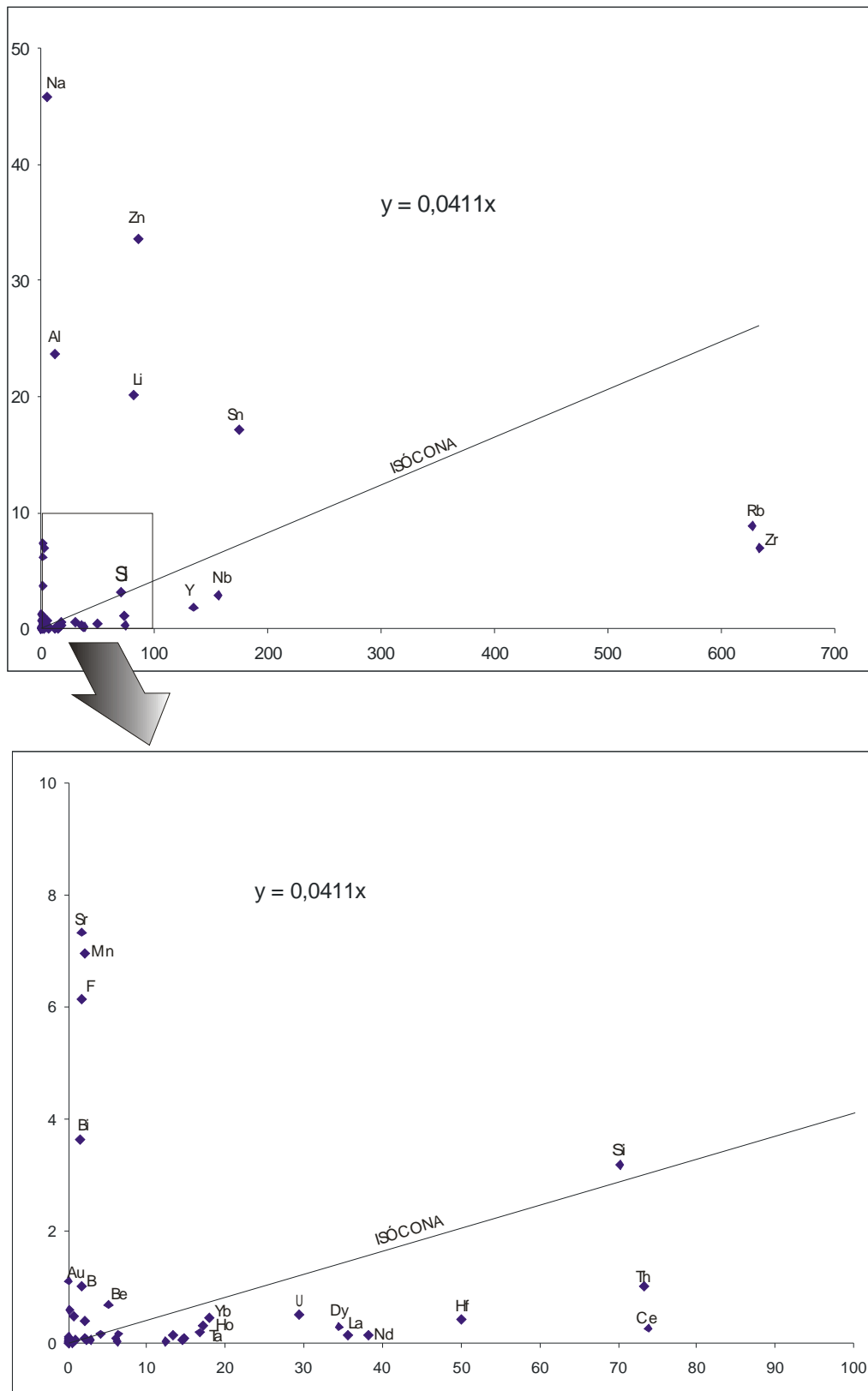


Figura 28 – Método da Isócona de Grant (1986) para o par AGN – DCM.

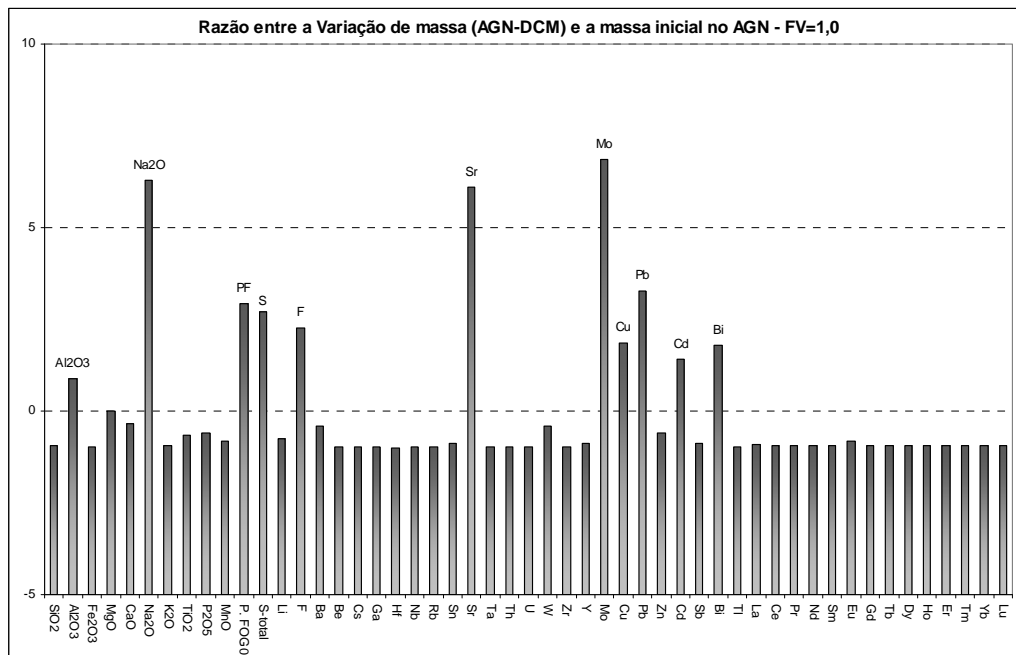


Figura 29 - Balanço de massa pelo método de Gresens (1967) entre o AGN e o DCM com FV=1.

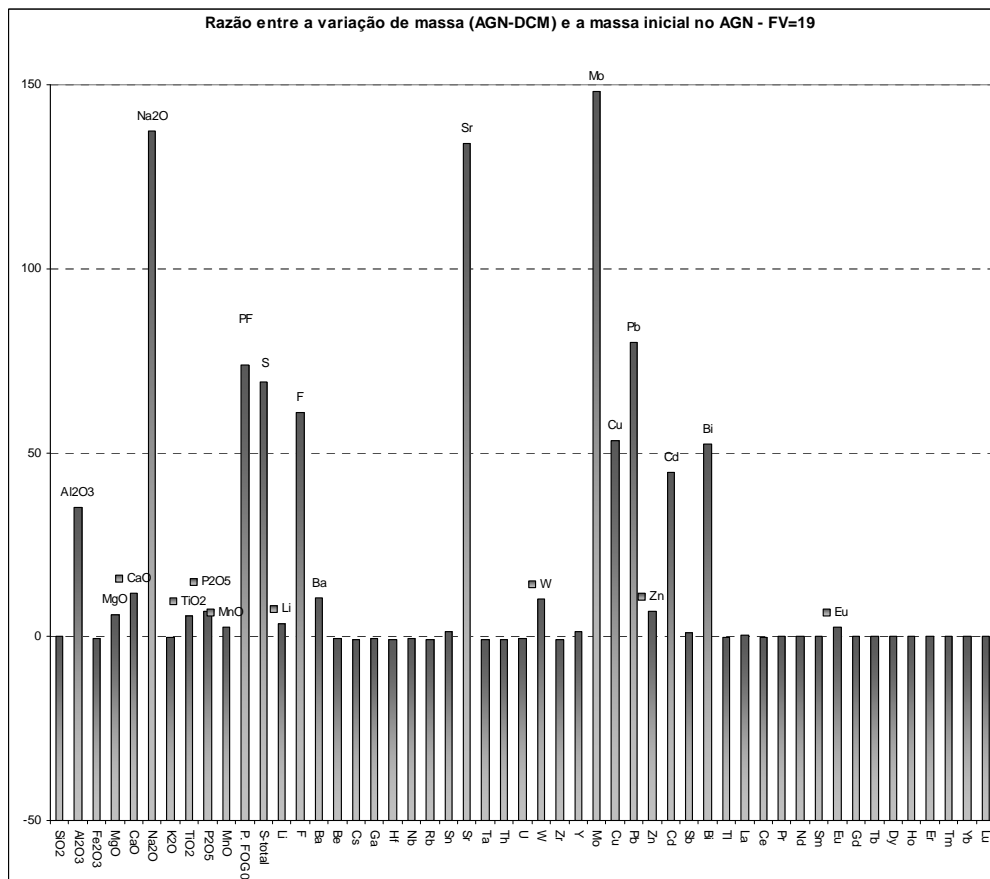


Figura 30 - Balanço de massa pelo método de Gresens (1967) entre o AGN e o DCM com FV=19.

Combinando o método de Gresens (1967) com o método de Grant (1986) nota-se que a expansão de volume para a formação do depósito criolítico foi próximo de 20 vezes. Isso não significa que o volume tenha realmente aumentado 19 vezes, pois o próprio volume do DCM fazia parte do AGN e o cálculo é realizado tendo em base que o AGN puro teria se transformado em DCM. Por isso, este cálculo não tem significado puramente numérico em termos de valor absoluto. Ele serve para relacionar as variações nas concentrações dos elementos para a geração do DCM e atesta que a criolita ocupou espaços gerados principalmente pela corrosão de outros minerais.

Comparando as Figuras 29 e 30, observa-se um grande enriquecimento dos seguintes elementos: Al_2O_3 , Na_2O , S, F, Sr, Mo, Cu, Pb, Cd, Bi e também a perda ao fogo.

As grandes quantidades de Al_2O_3 , Na_2O e F são diretamente associadas à composição da criolita, enquanto a PF é decorrente da alteração hidrotermal relacionada aos fluidos hidrotermais mais tardios, que também afetaram o DCM, conforme descrevem Weber *et al.* (2007).

Os ganhos relativos de S, Mo, Cu e Pb atestam a presença de sulfetos no DCM. A presença de sulfetos tem sido descrita nas amostras de criolita estudadas para inclusões fluidas (WEBER *et al.*, 2007; RONCHI, 2008; BASTOS NETO *et al.*, 2009). Contudo, estudos específicos sobre estas ocorrências associadas à criolita do DCM ainda são necessários para a determinação precisa das fases minerais portadoras destes elementos.

4.5 Implicações dos resultados obtidos nos modelos propostos anteriormente para a evolução do granito Madeira e mineralização associada

Como se pretendia ao iniciar o presente trabalho, os resultados anteriormente apresentados acarretam importantes implicações nos modelos propostos para a evolução do granito Madeira e mineralizações associadas, mais particularmente no que tange a três aspectos principais.

4.5.1 As relações entre o albita granito e as fácies mais precoces

Os estudos petrológicos detalhados efetuados por Lenharo (1998) e Costi (2000) deixaram em aberto 2 possibilidades: (1) de que o albita granito e as fácies precoces foram originados a partir de um mesmo magma parental e que um extremo enriquecimento em F propiciou a inversão no *trend* de cristalização de peraluminoso com sílica crescente para peralcalino com sílica decrescente; (2) de que estas duas rochas originaram-se a partir de dois magmas diferentes.

O presente trabalho demonstrou de modo, acredita-se, muito contundente que a primeira hipótese é praticamente inviável com os dados obtidos pelo balanço de massa apoiados pelas observações petrográficas. Estes dados favorecem destacadamente a hipótese de que as fácies precoces (BG) e o albita granito formaram-se a partir de dois magmas distintos.

4.5.2 Relações entre AGN e AGB

Segundo Costi (2000), a subfácies albita granito de borda é interpretada como tendo a sua origem a partir do autometassomatismo da subfácies AGN. Este autor observa que as mudanças de composição primária mineralógica e textural do AGB seriam as evidências deste processo de autometassomatismo.

Conforme a recomendação da IUGS (ZHARIKOV *et al.*, 2007) o autometassomatismo deve ser entendido como: “*a type of metasomatism that occurs at the top of magmatic bodies during the early postmagmatic stage. Typical autometasomatic processes, for example, are albitisation in granitic plutons and serpentinitisation of ultramafic rocks*”.

Os dados de balanço de massa aqui apresentados desfavorecem em muito a idéia de que o AGB se formou a partir de uma alteração autometassomática do AGN. Eles nos levam a propor uma nova interpretação, a de que o AGB corresponderia a um magma menos evoluído do que o AGN. O AGB teria se posicionado antes do AGN e, em seguida, teria sido intrudido pelo AGN. Uma série de evidências de campo favorece esta hipótese.

A primeira evidência é a existência de contatos diretos do AGN com as fácies mais precoces (granito rapakiwi e biotita granito). Sendo o AGB o resultado da transformação

da borda do AGN, as zonas de AGN em contato direto com as fácies mais precoces representariam zonas onde não teria ocorrido nenhuma alteração do AGN em AGB. Dada a intensidade do suposto processo de transformação – vide o volume de AGB observado no mapa geológico (FIG. 27) – torna-se difícil imaginar que existissem zonas na borda do AGN onde esta transformação teria inexistido totalmente.

Uma segunda evidência é representada pela forma dos corpos AGB e AGN. Conforme destacaram Chauvet *et al.* (2008), o posicionamento do albita granito teria ocorrido sob um regime tectônico diferente do posicionamento das fácies mais precoces. Estas últimas, com uma orientação geral NE-SW, paralela à direção da falha que controla os corpos Madeira e Água Boa (FIG. 7), posicionaram-se sob um regime extensional, semelhante aos corpos da Suíte Intrusiva Mapuera (FERRON *et al.*, 2009). O albita granito, com uma direção geral N-S, posicionou-se durante uma reativação da estrutura em regime transtensivo, com uma direção de encurtamento próxima de N-S (CHAUVET *et al.*, 2008). A orientação geral do AGN na direção N-S destaca-se muito mais do que a do corpo de albita granito como um todo. Em seu estudo, Chauvet e colaboradores destacaram as estreitas relações entre alinhamentos de geodos e de cavidades miarolíticas com fraturas, e a existência de todos os níveis de gradação entre estes alinhamentos e sistemas de fraturas, mais especialmente no AGN. Neste sentido, os dados de campo indicariam que, contrariamente à interpretação convencional de posicionamento do albita granito e posterior transformação de sua borda em AGB, o que teria ocorrido foi o posicionamento do AGB num estágio inicial do novo regime tectônico e o do AGN um pouco depois, quando o novo regime já estava plenamente implantado.

Conforme constatamos durante os trabalhos de campo efetuados para este estudo, os contatos entre o AGB e o AGN não são sempre transicionais. Contatos bruscos também ocorrem. Assim como existem contatos com formas muito irregulares e reentrâncias, antes atribuídas a irregularidades nas “frentes de alteração” que poderiam ser interpretados como evidências de interações entre dois magmas, mas que nunca foram assim interpretados, talvez pela absoluta falta de apoio de trabalhos anteriores. Nós mesmos, ao iniciarmos este estudo, acreditávamos que iríamos demonstrar que a zonação do albita granito em AGN e AGB seria resultante de uma superposição de processos de alteração, somando-se ao autometassomatismo de Costi os processos hidrotermais relacionados à migração de fluidos residuais do centro para a borda do corpo, como os que promoveram a alteração do pirocloro em columbita (MINUZZI, 2005).

A interpretação aqui proposta é totalmente original em Pitinga. Espera-se que trabalhos subseqüentes possam comprová-la.

4.5.3 Aperfeiçoamento do modelo genético do DCM

Embora a origem hidrotermal do DCM estivesse bem comprovada pelos estudos detalhados de inclusões fluidas, cujos resultados afastaram definitivamente a hipótese de origem magmática, um aspecto extremamente importante para o modelo genético do depósito ainda contava apenas com evidências petrográficas: a questão da natureza do espaço ocupado pela criolita. Esta aplicação original do balanço de massa no estudo de um depósito e de uma rocha tão particulares, como o DCM e sua encaixante, permite afirmar com convicção que a corrosão de minerais primários do AGN foi o principal mecanismo de geração de espaços para a deposição da criolita do DCM.

5 CONCLUSÕES

Com base nos estudos de balanço geoquímico de massa a hipótese inicial de formação das fácies do granito Madeira serem oriundas de um mesmo magma é descartada. Para sustentar esta hipótese seria necessário explicar o enriquecimento de Si, Na, F e Li das fácies tardias, diferente dos *trends* de evolução magmática descritos para granitos. Neste raciocínio, observa-se em especial o caso do flúor, com concentrações médias na ordem de 4000ppm na fácies BG, pois teria com a evolução uma diminuição de 2000ppm com a cristalização do AGB e um significativo enriquecimento de 6,2% no AGN. Adicionalmente, o Na apresenta este mesmo comportamento, sendo empobrecido no sentido BG → AGB e enriquecido no sentido AGB → AGN.

As diferentes assinaturas geoquímicas dos ETR do BG e do albita granito em conjunto com estudos isotópicos anteriores, reforçam a ideia de que a fácies albita granito foi gerada por um magma diferente (outra fonte). Esta ideia é reforçada pelo fato do albita granito ter um alinhamento com orientação (N-S) diferente da orientação das fácies precoces (NE-SW) sugerindo que existiram dois posicionamentos diferentes de magmas. Essa ideia é corroborada por estudos estruturais (CHAUVET *et al.*, 2008) que relacionam o posicionamento do albita granito a uma reativação de estrutura em regime transtensivo, com uma direção de encurtamento próxima de N-S.

Outro aspecto discutido é se o AGN e o AGB tiveram uma mesma origem e evolução e se o AGB é simplesmente resultado do autometassomatismo do AGN, segundo cita Costi (2000): “o AGB corresponde a uma rocha fortemente oxidada originalmente similar ao presente AGN”.

Com cálculo do balanço geoquímico de massa foi possível verificar que os ganhos e as perdas nos teores dos elementos químicos entre o AGN e AGB não confirmam a ideia de autometassomatismo, ou seja, uma rocha formada a partir da reação dos líquidos residuais do seu próprio magma. Os resultados que inviabilizam esta ideia para a formação do AGB são elencados a seguir:

- Os menores teores de Na, F e H₂O no AGB e maior quantidade de Si, são contrários ao processo esperado se a cristalização do AGB fosse decorrente do processo autometassomático;

- A maior quantidade de ETR leves, mais imóveis, e portanto característicos de fluidos tardios estão no AGN.

- A concentração de alguns minerais de minérios e subprodutos permanecem superiores no AGN, enquanto as mineralizações em geral estão associadas as fases finais de cristalização e alteração de rochas adjacentes.

- A homogeneidade interna do AGB em comparação com a heterogeneidade do AGN sugere que o AGB teve uma origem e evolução mais precoce sem grandes alterações químicas e mineralógicas posteriores.

- a ausência de criolita no AGB com base nos estudos petrográficos atuais, corrobora o item anterior, sendo que se este mineral realmente esteve presente e foi alterado para outras fases como suposto em trabalhos anteriores, existe ainda uma carência de estudos que realmente comprovem este fato.

- os contatos difusos, transicionais ou bruscos entre o AGN e o AGB, levam a crer que essas duas subfácies interagiram em diversos estados físicos durante a geração e evolução das mesmas.

Portanto admite-se aqui que inicialmente ocorreu a cristalização do BG + GR, posteriormente, e oriunda de outra fonte, a intrusão do albita granito em duas fases: (i) AGB mais precoce; (ii) AGN mais tardio.

Também foi possível concluir, com base no cálculo do balanço geoquímico de massa que na comparação do AGN com o DCM ocorrer uma diferença de volume da ordem de 20 vezes, indicando que para a formação do depósito criolítico maciço foi necessária uma corrosão e consumo da rocha e dos elementos já consolidados no AGN.

6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, M. E.; FRAGA, L. M. B.; MACAMBIRA, M. J. B. New geochronological data of calc-alkaline granitoids of Roraima State, Brazil. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 1997. Campos do Jordão, São Paulo, **Abstract...** 1997, v.1 p. 34-35.

ALMEIDA, M. E.; MACAMBIRA, M. J. B.; FARIA, M. S. G. A granitogênese paleoproterozóica do sul de Roraima. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41., 2002. João Pessoa, **Anais...** João Pessoa: SBG, 2002. p. 434.

ALMEIDA, M. E.; MACAMBIRA, M. J. B. Aspectos geológicos e litoquímicos dos granitóides cálcico-alcálicos paleoproterozóicos do sudeste de Roraima. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 9., 2003. Belém, **Anais...** Belém: SBGq, 2003, p. 775-778.

ARAÚJO, J. F. V. et al. Geologia. In: BRASIL. Fundação Instituto Brasileiro de Geologia e Estatística. **Folha AS.21 Santarém**. Rio de Janeiro: IBGE, 1976. p.17-130. (Projeto RADAMBRASIL – Levantamento de Recursos Naturais v.10).

ARAÚJO NETO, H., MOREIRA, H. L. **Projeto Estanho de Abonari**, Brasília: MME/DNPM/CPRM, Brasília, v. 1, 232p, 1976.

BARBOSA, O. Geologia básica e econômica da área da região do médio Tapajós, estado do Pará. In: **Boletim: Divisão de Fomento da Produção Mineral** – DNPM. Rio de Janeiro, v. 126, 55p, 1966.

BARRON, C. N. Notes on the Stratigraphy of Central British of Guyana. In: CONFERÊNCIA GEOLÓGICA INTERGUIANAS, 6., 1966. Belém, Pará, **Anais...** Belém: DNPM, 1966. v. 41, p. 121-126.

BASTOS NETO, A. C. *et al.* A jazida de criolita da Mina Pitinga (Amazonas). In: MARINI, O. J., QUEIROZ, E. T., RAMOS, B. W. (eds.). **Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia**. Brasília: DNPM/FINEP/ADIMB, 2005. p. 481-552.

BASTOS NETO A.C. *et al.* Caracterização físico-química de fluidos mineralizantes da criolita de Pitinga - AM. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 10., e SIMPÓSIO DOS PAÍSES DO MERCOSUL, 2., 2005. Porto de Galinhas, **Anais...** Porto de Galinhas: SBGq, 2005.

BASTOS NETO A.C *et al.* The Sn, Nb, Ta, F (Y, REE, Li) world class deposit and the massive cryolite deposit associated with the albite-enriched facies of the Madeira A-type granite, Pitinga mining district, Amazonas State, Brazil. **Canadian Mineralogist**, v. 47, p. 1329-1358, 2009.

BATCHELOR, A. R.; BOWDEN, P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. **Chemical geology**, v.48, p.43-55.

CARVALHO FILHO, N.B.; HORBE, M.A.; SOUZA, P.C.B. 1984. A natureza dos depósitos de cassiterita do setor Madeira, região do Pitinga, Amazonas, Brasil, In: SYMPOSIUM AMAZÔNICO, 2., 1984. Manaus, Amazonas, **Anais...** Manaus: SBG/Núcleo Manaus, 1984. p. 459-461.

CERNY, P. & BURT, D. M. Paragenesis, crystallochemical characteristics, and geochemical evolution of micas in granites pegmatites. In: Baylei, S.W. (ed) **Micas. Reviews in Mineralogy**, 1984. v. 13, p. 257-297.

COSTA, J.B.S. et al. Faixa de Cisalhamento Tentugal na folha SA.23-Y-B. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., 1988. Belém, **Anais...** Belém: SBG, 1988. v. 5, p. 2257-2268.

COSTA, J.B.S.; HASUI, Y. O quadro geral da evolução tectônica da Amazônia. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3., 1991. Rio Claro, São Paulo, **Boletim...** Rio Claro: UNESP e SBG, 1991. p. 142-145.

COSTA, J. B. S.; HASUI, Y. Evolução Geológica da Amazônia. In: COSTA, M. L.; ANGÉLICA, R. S. (eds). **Contribuições à Geologia da Amazônia**. Belém: SBG, 1997. p. 15-90.

COSTA, J. A. V., COSTA, J. B. S., MACAMBIRA, M. J. B. Grupo Surumu e Suíte Intrusiva Saracura, RR – Novas idades Pb-Pb em zircão e interpretação tectônica. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 8., 2001. Belém, Pará. **Anais...** Belém, 2001. 1 CD-ROM.

COSTI, H. T.; SANTIAGO, A. F.; PINHEIRO, S. S. Projeto Uatumã – Jatapu, Análises Petrográficas e Mapas. **Relatório Final**. Manaus: CPRM – SUREG-MA, 133p, 1984.

COSTI, H. T. **Petrologia de granitos alcalinos com alto flúor mineralizados em metais raros: o exemplo do Albita-granito da Mina Pitinga, Amazonas, Brasil**. 2000. 345f. Tese (Doutorado em Geociências) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará, Belém, 2000.

COSTI, H. T., BORGES, R. M. K., DALL'AGNOL, R. Primary mineralization of the Pitinga Tin Province, Amazonian Craton, north Brazil. INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS, 2., 1997. Belém, Pará. p. 44-45.

COSTI, H. T.; DALL'AGNOL, R.; MOURA, C. A. V. Geology and Pb-Pb Geochronology of Paleoproterozoic Volcanic and Granitic Rocks of Pitinga Province, Amazonian Craton, Northern Brazil. **International Geology Review**, v. 4, p. 832-849, 2000b.

COSTI, H.T.; et al. The albite granite of Pitinga Mine: petrography, geochemistry and mineralizations. In: SYMPOSIUM ON RAPAKIVI GRANITES AND RELATED ROCKS, 1995. Belém, Brazil, **Abstracts...** IGCP Project, 1995. p. 20-21.

COSTI, H.T et al. Mineral chemistry of cassiterites from Pitinga province, Amazonian Craton, Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, 775-782, 2000a.

CUNHA, E. F. S. **Análise faciológica e estratigráfica das rochas sedimentares da Formação Urupi (Paleoproterozóico), aflorantes na hidrelétrica da mina Pitinga – município de Presidente Figueiredo – Amazonas**. 2001. Monografia Graduação em Geologia), Departamento de Geociências, Universidade Federal do Amazonas, Manaus, 2001.

DALL'AGNOL, R.; LAFON, J. M.; MACAMBIRA, M. J. B. Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian Craton: geochronological, petrological and geochemical aspects. **Mineralogy and petrology**, v. 50, n. 1/3, p.113-138, 1994.

DALL'AGNOL, R. et al. Petrology of the anorogenic, oxidised Jamon and Musa granites, Amazonian Craton: implication for the genesis of proterozoic A-type granites. **Lithos**, v. 46, 431-462, 1999b.

DALL'AGNOL, R.; COSTI H. T.; BORGES, R. M. K. Estudos e projetos direcionados a depósitos minerais e distritos mineiros: “Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia”, subprojeto: Pitinga-Estanho. **Relatório de compilação e integração de dados/Nota Explicativa ao Mapa Geológico 1:25.000**. Belém: UFPA 11-23p, 2003.

DAOUD, W. E. K. **Granitos estaníferos de Pitinga, Amazonas: contexto geológico e depósitos minerais associados**. 1988. 194 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Instituto de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 1988.

DAOUD, W. E. K.; ANTONIETTO Jr., A. A geologia do granito estanífero Água Boa, Pitinga, AM. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2., 1985. Belém, Pará, **Anais...** SBG/Núcleo Norte, 1985. p. 17-33.

DAOUD, W. E. K.; FUCK, R. A. Contexto geológico e depósitos minerais associados aos granitos estaníferos de Pitinga, Amazonas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., 1990. Natal, **Boletim de Resumos...** Natal: SBG, 1990. p. 114-115.

DAOUD, W.K.; VEIGA, A.T. Geologia dos aluviões estaníferos da mina Pitinga-AM. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34., 1986. Goiânia, **Anais...** Goiânia: SBG, 1986. v. 5.

DARDENNE, M. A. A utilização dos elementos terras raras em metalogenia. In: FORMOSO, M.L.L.; NARDI, L.V.S.; HARTMANN, L. (eds). **A Geoquímica dos elementos terras raras no Brasil**. Porto Alegre: CPRM/DNPM, 1989. p. 143-152.

DERBY, O. A. Contribuições para a geologia da região do Baixo Amazonas. **Arquivos do Museu Nacional do Rio de Janeiro**, 1877. v. 3, p. 77-104.

DINGWELL, D. B. et al. In situ experimental investigation of foaming and fragmentation in viscous magmas; physicochemical implications for volcanic and sub-volcanic systems. **Geological Association of Canada**, 1998. Joint Annual Meeting, v. 23, p. A46.

EBY, G. N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implication. **Geology**, v. 20, p. 641-644, 1992.

FARIA M.S.G. de; LUZARDO R. 2000. Complexo Metamórfico Anauá. In: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (ed.). **Folhas NA.20-Z-B e NA.20-Z-D (integrais), NA.20-Z-A, NA.21-Y-A, NA.20-Z-C e NA.21-Y-C (parciais)**. Manaus: CPRM-SUREG/AM, 2000. Capítulo 3 – 3.4 (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil).

FARIA, M. S. G. et al. 2000. Projeto Caracaraí. In: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. **Folhas NA.20-Z-B e NA.20-Z-D inteiras e parte das folhas NA.20-Z-A, NA.20-Z-C, NA.21-Y-C e NA.21-Y-A**. Brasília: CPRM-SUREG/AM, 2000. (Programa de Levantamentos geológicos básicos do Brasil Relatório Final 1 CD-ROM).

FERRON, J. M. T. M. **Geologia regional, geoquímica e geocronologia Pb-Pb de rochas graníticas e vulcânicas paleoproterozóicas da Província Pitinga, Craton Amazônico**. 2006. 331 f. Tese (Doutorado em Geociências), Instituto de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2006.

FERRON, J. M. T. M. et al. Reconhecimento de uma mega-estrutura no Distrito Mineiro de Pitinga-AM: dados preliminares a partir da aplicação de técnicas de processamento digital de imagens ETM+ Landsat 7. In: SIMPÓSIO DE VULCANISMO, 2., 2002. Belém, Pará, **Anais...**, 2002.

FERRON, J. M. T. M. et al. Geologia e geocronologia Pb-Pb de rochas graníticas e vulcânicas ácidas a intermediárias Paleoproterozóicas da Província Pitinga, Craton Amazônico. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 36, n.3, p. 499-512, 2006.

FERRON, J. M. T. M. et al. Petrology, geochemistry and geochronology of Paleoproterozoic volcanic and granitic rocks (1.89 to 1.87 Ga) of the Pitinga Province, Amazonian Craton, Brazil. **Journal of South American Earth Science**, accepted paper, doi:10.1016/j.jsames.2009.05.001, 2009.

FERRON, J. M. T.; MINUZZI, O. R. R., Ocorrência Inédita de paleoaluvões mineralizados a Cassiterita na Mina de Pitinga, Amazonas, Brasil. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7., 2001. Manaus, Amazonas, **Anais...** Manaus, 2001.

FERRON, J. M. T. M; PRADO, M. Avaliação preliminar dos depósitos de bauxita da mina Pitinga-Am. Mineração Taboca S/A. **Relatório Interno**, 2004.

FRAGA, L. M. et al. 1999. Projeto Roraima Central. In: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. **Folhas NA.20-X-B e NA.20-X-D (inteiras), NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A e NA.21-V-C (parciais)**. Manaus: CPRM-SUREG/AM, 1999. (Programas de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil).

FUCK, R. A.; et al. Idade U-Pb do Granito Madeira, Pitinga (AM). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 4., 1993. Brasília, **Anais...** Brasília: SBG, 1993. p. 246-248.

GARY, M.; McAFEE, R., Jr.; WOLF, C. L. (eds.). **Glossary of geology**. Washington, D. C.: American Geology Institute, 1974. 860p.

GEOMINERAÇÃO LTDA. Projeto Mapuera. Reconhecimento geológico/geoquímico. **Relatório Final**. S.1./ICOMI. 101 p, 1972.

GRANT, J. A. The Isocon Diagram – A simple solution to Gresens' equation for metasomatic alteration. **Economic Geology**, v. 81, p. 1976-1982, 1986.

GRESENS, R. L. 1967. Composition-volume relationship of metasomatism. **Chemical Geology**, v. 2, p. 47-65, 1967.

GROENEWEG, W.; BOSMA, W. Explanatory note to the simplified geological map of Suriname. Meded. **Geol. Sticht. Nieuwe Ser.**, 1969. v. 20, p. 19-20.

HARTMANN, L. A.; DELGADO, I. M. Cratons and orogenic belts of the Brazilian Shield and their contained gold deposits. **Mineralium Deposita**, v. 36, p. 207-217, 2001.

HASUI, Y. et al. **O Pré-Cambriano do Brasil**. São Paulo: Edgard Blücher, 1984. p. 36-46.

HASUI, Y. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: WORKSHOP SOBRE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CENOZÓICA CONTINENTAL NO SUDESTE BRASILEIRO. 1990. Belo Horizonte, **Anais...** Belo Horizonte, 1990. v. 1, p. 1-31.

HASUI, Y.; HARALYI, N. L. E.; COSTA, J. B. S. Megaestruturação pré-cambriana do território brasileiro baseada em dados geofísicos e geológicos. **Geociências**, São Paulo, Editora da UNESP, v. 12, n. 1/ ,p. 7-32, 1993a.

HEBEDA, E. H et al. Excess radiogenic argon in the Precambrian Avanavero Dolerite in western Surinam (South America). **Earth Planetary Science Letter**, v. 20, n. 2, p. 189-200, 1973.

HORBE, A.M.C., COSTA, M.L. Geochemical evolution of a lateritic Sn-Zr-Th-Nb-Y-REE-bearing ore body derived from apogranite: the case of Pitinga, Amazonas – Brasil. **Journal of Geochemical Exploration**, v. 66, p. 339-351. 1999.

- HORBE, M. A. et al. Granito Madeira: petrologia, petroquímica e mineralizações. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2., 1985. Belém, Pará, **Anais...** Belém: SBG, 1985. p. 284-320.
- HORBE, M. A. et al. Geochemical characteristics of cryolite-tin-bearing granites from the Pitinga mine, northwestern Brazil. **Journal Geochemical Exploration**, 1991. v. 40, n. , p. 227-249.
- ISSLER, R. S. et al. Geologia In : Departamento Nacional de Produção Mineral. **Folha SA.22**. Rio de Janeiro: DNPM, 1974, p. 7-182. (Projeto RADAMBRASIL - Levantamento de Recursos Naturais v. 5).
- JORGE JOÃO, X. S.; SANTOS C. A.; FARACO, M. T. L. Projeto Trombetas – Mapuera: **Relatório Final**, Belém, DNPM/CPRM, v. 2, 1984.
- JORGE JOÃO, X. S.; SANTOS, C. A.; PROVOST, A. Magmatismo adamelítico Água Branca (Folha Rio Mapuera, NW do Estado do Pará). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2., 1995. Belém, Pará, **Anais...** Belém: SBG, 1985. v.2, p.93-109.
- LAMARÃO, C. N. et al. Geology, geochemistry, and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil. **Precambrian Research**, v. 119, n. 1, p. 189-223, 2002.
- LAMEYRE J. & BOWDEN P. Plutonic Rock type series: discrimination of various granitoid series and related rocks. **Journal Volcanic Geothermal Research**, 1982. v. 14, p. 159-186.
- LENHARO, S. L. R. **Evolução Magmática e Modelo Metalogenético dos Granitos Mineralizados da Região de Pitinga, Amazonas, Brasil**. 1998. 290 f. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1998.
- LOURENÇO, R. S. et al. 1978. Geologia. In: BRASIL. Departamento Nacional de Produção Mineral. **Folha SA.20 Manaus**. Rio de Janeiro: DNPM, 1978. p. 17-164. (Projeto RADAMBRASIL – Levantamento de Recursos Naturais v.18).
- MACAMBIRA, M. J. B. et al. Geochemistry, mineralizations and age of tin-bearing granites from Pitinga, northwestern Brazil. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS, 21-31., 1987. Bahia, **Anais...** Pará: Superintendência de Geologia e Recursos Minerais, 1987. 245-249.
- MANDETTA, P.; VEIGA JR., J. P.; OLIVEIRA, J. R. 1974. Reconhecimento geológico ao longo do rio Pitinga, afluente do rio Uatumã. CPRM/Manaus, p. 31.
- MELO, A. F. F. et al. Projeto Molibdênio em Roraima: **Relatório final**, Manaus, MME/DNPM, v. 6, 1978.

MINUZZI, O. R. R. Empresa Mamoré (Grupo Paranapanema): **Relatórios Internos da Mineração Taboca**, Pitinga, Amazonas, 1993.

MINUZZI, O. R. R. **A Columbitização do Pirocloro da Subfácies Albita-Granito de Núcleo do Granito Madeira, Pitinga-AM: Relações com a Gênese da Mineralização Criolítica**. 2004. 156 f. Qualify da Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2004.

MINUZZI, O. R. R. et al. A Columbitização do Pirocloro da Subfácies Albita-Granito de Núcleo do Granito Madeira, Pitinga-AM: Relações com a Gênese da Mineralização Criolítica. **Revista Brasileira de Geociências**, v.36(sup) p. 24-137, 2006.

MINUZZI, O. R. R.; et al. O Depósito Criolítico Maciço e o minério disseminado de criolita associado à fácies albita granito do granito Madeira na Mina Pitinga (Amazonas). **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 36, p. 104-123, 2006a.

MINUZZI, O. R. R. **Gênese e evolução da mineralização de criolita, pirocloro e columbita da subfácies albita granito de núcleo, mina Pitinga, Amazonas, Brasil**. 2005. 182 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2005.

MINUZZI, O. R. R., PEREIRA, V. P.; BASTOS NETO, A. C. A columbitização do pirocloro na subfácies albita granito de núcleo do Granito Madeira, Pitinga-AM. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METALOGENIA, 1., 2005. Gramado, **Anais...** Gramado: 2005. 1 CD-ROM.

MINUZZI, O. R. R.; et al. Rare earth element and yttrium geochemistry applied to the genetic study of cryolite ore at the Pitinga Mine (Amazon, Brazil). **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 80, p. 719-733, 2008.

MONTALVÃO, R. M. G. Grupo Uatumã no Craton Guianês, In: CONFERÊNCIA GEOLÓGICA INTERGUIANAS, 10., Belém, **Anais...** Belém: DNPM, 1975. p. 286-339.

OLIVEIRA, A. I.; LEONARDOS, O. H. **Geologia do Brasil**. Rio de Janeiro: comissão brasileira dos centenários Portugal, 1940. 472p.

OLIVEIRA, A. S. et al. 1975. Geologia. In: BRASIL. Departamento Nacional de Produção Mineral. **Folha NA.21 -Tumucumaque e parte da Folha NB.21**. Rio de Janeiro: DNPM, 1975. p. 21-118. (Levantamento de Recursos Naturais v.9)

OLIVEIRA, M. J. R. et al. A Suíte Intrusiva Água Branca no sudeste do Estado de Roraima. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5., 1996. Belém, **Boletim de Resumos Expandidos e Guia de Excursões**, Belém: SBG-Núcleo Norte, 1996. v. 2, p.86-89.

PEARCE, J. A.; HARRIS, N. B. W.; TINDLE, A. B. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. **Journal of Petrology**. v.25, n. , p.956-983, 1984.

PIEROSAN, R. **Geologia, Litoquímica e Química Mineral Do Grupo Iricoumé e Da Formação Quarenta Ilhas No Distrito Mineiro De Pitinga – AM – Brasil**. 2009. 463 f. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2009.

PIRES, J. S. et al. Projeto Rocha Sã – Mamoré Mineração e Metalurgia LTDA: **Relatório Geoestatístico e Resumo da Otimização da cava de 13Mt/ano**, Pitinga, 52p, 1998.

PIRES A. C. et al. Gagarinita-(Y) com polimorfo de fluocerita: provável caso de formação de um novo mineral por exsolução de ETRL a partir de fluoreto de ETRP (Mina de Pitinga – AM). **Revista Brasileira de Geociências**. v.36, n. 1/ , p. 155-164, 2006.

PITCHER, W. S. Granite type and tectonic environment. In: HSU, K. (ed.). **Mountain building processes**. London: Academic Press, 1983. p. 19-40.

POLLARD, P. J. Geochemistry of granites associated with tantalum and niobium mineralization. In: MOELLER, P; CERNY, P; SAUPE, F. (eds) **Lanthanides, tantalum and niobium; mineralogy, geochemistry, characteristics of primary ore deposits, prospecting, processing and application**. Berlin Heidelberg: Springer, 1989. p. 145-168.

PRADO, M. **O Granito Europa e o Grupo Iricoumé na parte leste do Distrito Mineiro de Pitinga (Amazonas)**. 2006. 96 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) Instituto de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2006.

RAMGRAB, G. E.; DAMIÃO, R. N. Reconhecimento geológico dos rios Anauá e Barauana. **Relatório Inédito**, Boa Vista, DNPM, 40p, 1970.

REIS, N. J.; FRAGA, L. M. B. Vulcanismo Surumu – Estado de Roraima: Caracterização de seu comportamento químico à luz de novos dados. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., 1996. Salvador, **Anais...** Salvador: SBG. v. 2, p. 88-90.

SANTOS, J. O. S.; REIS NETO, J. M. Algumas idades de rochas graníticas do Cráton Amazônico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., 1982. Salvador, **Anais...** Salvador: SBG, 1982. v. 1, p. 339-348.

SANTOS, J.O.S. A parte setentrional do Cráton Amazônico (Escudo das Guianas) e a Bacia Amazônica. In: SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; Asmus, H.E. (Coordenadores). **Geologia do Brasil**. Brasília: DNPM, 1984. p. 57-92. (Texto explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, escala 1:2.500.000).

SANTOS, J.O.S. et al. A New Understanding of the Provinces of the Amazon Craton Based on Integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd Geochronology. **Gondwana Research**, v. 3, p. 453-488, 2000.

SANTOS J.O.S. et al. Oldest charnockitic magmatism in the Amazon Craton: zircon U-Pb SHRIMP geochronology of the Jaburu Charnockite, southern Roraima, Brazil. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7., 2001. Belém, Pará, **Boletim de Resumos Expandidos**, SBG-NO: 2001. p. 70-72.

SANTOS. J. O. S. et al. Timmin of mafic magmatism in the Tapajós Province (Brazil) and implications for the evolution of the Amazon Craton: evidence from baddeleyite and zircon U-Pb SHRIMP geochronology. **Journal of South America Earth Science**. v. 15, n. , p.409-429, 2002.

SANTOS; J. O. S et al. A compartimentação do Cráton Amazônico em províncias: avanços ocorridos no período de 2000-2006. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 9., 2006. Belém, Pará, **Seção Temática III**. 1 CD-ROM.

SANTOS J. O. S.; OLIVEIRA J. R. 1978. Magmatismo básico-alcálico no Proterozóico Superior da Plataforma Amazônica. Manaus, CPRM/SUREG-AM. 14 p.

SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A. A evolução da Plataforma Sul-Americana no Brasil e suas principais concentrações minerais. **Geologia do Brasil**. Brasília: DNPM, 1984. p. 9-56. (Texto explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, escala 1:2.500.000).

SCHOBENHAUS, C. et al. Idade U/Pb do Magmatismo Uatumã no Norte do Cráton Amazônico, Escudo das Guianas (Brasil): Primeiros Resultados. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., 1994. Balneário Camboriú, **Anais...** Balneário Camboriú: SBG, 1994. v. 1, p. 395-397.

SILVA Jr., R. O. **Estudo petrográfico de rochas hipoabissais da Formação Quarenta Ilhas – Região de Pitinga – AM**. 1992. 38 f. Monografia (Graduação) - Departamento de Geologia, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 1992.

SMITH, J.V. 1974. **Feldspar Minerals: Chemical and Textural Properties – vol. 2**. Springer-Verlag. Berlin. 690p.

SMITH, J.V. & BROWN, W.L. 1988. **Feldspar Minerals. Crystal Structures, Physical, Chemical and Microtextural Properties**. Berlin: Springer – Verlag, 828p.

TASSINARI, C. C. G. 1996. O Mapa Geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: Revisão dos dados isotópicos. São Paulo: USP. 139p.

TASSINARI, C. C. G.; BETTENCOURT, J. S.; GERALDES, M. C.; MACAMBIRA, M. J. B.; LAFON, J. M. 2000. The Amazonian Craton. In: CORDANI, U. G., MILANI, E. J.,

THOMAS FILHO, A. & CAMPOS, D. A. (eds.). **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro: SBG, p. 41-95.

TASSINARI, C. C. G.; MACAMBIRA, M. J. A evolução tectônica do Craton Amazônico. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO NEVES, B. B. (orgs.) **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução e obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca, 2004. 647p.

TASSINARI, C.C.G. & MACAMBIRA, M.J. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton, **Episodes**, v. 22, n. 3, 174-182, 1999.

TEIXEIRA, J. T. et al. Depósitos primários de criolita, cassiterita, xenotímio e columbita em apogranito – mina do Pitinga (AM). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., 1992. São Paulo, **Anais...** São Paulo: SBG, 1992. v.1, p. 212-213.

VALÉRIO, C. S. et al. Geoquímica e idade Pb-Pb do Grupo Iricoumé na região da borda norte da Bacia do Amazonas, município de Presidente Figueiredo-AM. In: SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 3., 2005. Cabo Frio, Rio de Janeiro, **Anais...** Cabo Frio. 2005. 1 CD-ROM.

VALÉRIO; C. S., SOUZA, V. S., MACAMBIRA, M. J. B. Aspectos geoquímicos e idade Pb-Pb da borda sudeste do Batólito São Gabriel, Município de Presidente Figueiredo (AM), Escudo das Guianas: implicações tectônicas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 9., 2006a. Belém, Pará, **Seção Temática III**. Belém: SBG. 2006a. 1 CD-ROM.

VALÉRIO; C. S. et al. Geoquímica e geocronologia Pb-Pb em zirco da Suíte Intrusiva Água Branca, município de Presidente Figueiredo (AM): evidências de colisão no Paleoproterozóico da Amazônia Ocidental. **Revista Brasileira de Geociências**, , v. 36, n. 2/ , p. 359-370, 2006b.

VALERIO, C. S., SOUZA, V. S., MACAMBIRA, M. J. B. The 1.90-1.88 Ga magmatism in the center-southernmost Guyana Shield, Brazil: geology, geochemistry, zircon geochronology, and tectonic implications. **Journal of South American Earth Sciences**. doi: 10.1016/j.jsames.2009.04.001, 2009.

VEIGA JR. et al. Projeto Sulfetos de Uatumã. **Relatório Final**. Manaus, DNPM/CPRM, v. 7, 1979.

WEBER, M. L. et al. Variações mineralógicas e petrográficas da porção central do albita-granito Madeira, Pitinga, AM. **GAEA** 3(1): 9-17. 2007.

ZHARIKOV, V.A. et al. Metasomatis and metasomatic rocks. **Recommendations by the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks: Web Version 01.02.07**. Disponível em: <http://www.bgs.ac.uk/scmr/docs/papers/paper_9.pdf. Acesso em: 24 fev. 2010.